

REPUBLICA POPULARĂ ROMÂNĂ

11 Martie

ANUARUL COMITETULUI GEOLOGIC

VOLUMUL XXV

BUCUREȘTI
1953

141



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

REPUBLICA POPULARĂ ROMÂNĂ

*V. Manu
1955*

ANUARUL COMITETULUI GEOLOGIC

VOLUMUL XXV

BUCUREȘTI

1953



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

CUPRINSUL

	<u>Pag.</u>
I. ATANASIU. Cineritele din Neogenul românesc și vârsta erupțiilor vulcanice corespunzătoare	5
M. PAUCA. Geologia regiunii Tâtaruș—Suplac de Barcău, (Reg. Bihor).	17
MIRCEA D. ILIE. Structura geologică a depresiunii Abrud	37
L. PAVELESCU. Studiul geologic și petrografic al regiunii centrale și de Sud-Est a Munților Retezatului	119
M. A. MAMULEA. Studii geologice în regiunea Sânpetru Pui (Basinul Hațegului) . .	211





Institutul Geologic al României

CINERITELE DIN NEOGENUL ROMÂNESC ȘI VÂRSTA ERUPȚIILOR VULCANICE CORESPUNZĂTOARE¹⁾

DE
ION ATANASIU

ANTON KOCH în studiul său asupra Neogenului din Basinul Transilvaniei (9, p. 57) remarcă faptul că în Aquitanian și în Stratele de Hida și de Corod (pe care le atribuia primului etaj mediteranean sau burdigalian, căci el trecea Aquitanianul la Oligocen), nu se găsesc încă cinerite, nici blocuri de dacite sau andesite, ci numai riolite.

Primele cinerite dacitice mediteraneene sunt cineritele groase de câțiva zeci de metri, pe care le considera ca orizontul de bază al celui de al doilea Mediteranean (cineritele de Dej). Din punct de vedere mineralogic, aceste cinerite prezintă mult cuarț, andesin și biotit. Cele cinci analize date de KOCH sunt inutilizabile pentru o comparație cu lăvele corespunzătoare. Cinerite asemănătoare, care au în același timp grosimi de același ordin de mărime și aceeași poziție stratigrafică, se găsesc și pe versantul sudic al Carpaților la Slănic-Prahova (5, p. 629) și la Ocnele Mari (21).

După descrierile petrografice prea sumare de care dispunem, nu este posibil să stabilim exact lăvele cărora le corespund aceste cinerite; aceasta este valabil atât pentru dacitele cât și pentru cineritele din Munții Apuseni. Dacă lăsăm deoparte dacitele de Cetraș, mult mai recente, ca și pe acelea de Draica, despre care se știe sigur că sunt posterioare calcarelor cu Lithothamnium, rămân ca echivalent posibil al cineritelor de Dej anumite dacite din regiunea Baia de Arieș,

¹⁾ Articolul de față, redactat de decedatul Prof. I. ATANASIU înainte de Aprilie 1949, a fost depus spre publicare de EMILIA SAULEA, în Iunie 1951.



dacitele de Rodna și riodacitele de Roșia Montană. Dacitele dela Baia de Arieș (Dâmbu Poieniței, Colții Cioranului) prezintă totuși feldspați mai bazici, destul amfibol și cuarț violaceu; T. GHITULESCU și M. SOCOLESCU au considerat de altfel aceste dacite ca aparținând aceleiași faze eruptive ca și dacitele de Cetraș. Dacitele de la Rodna, care corespund cel mai bine din punct de vedere al compoziției cineritelor de Dej, au o situație prea excentrică față de regiunile unde se găsesc aceste cinerite sub grosimi apreciabile. Ajungem astfel, prin eliminări succesive, să considerăm ca cea mai probabilă ipoteza că cineritele de Dej, ca și acelea dela Slănic și Ocnele Mari, reprezintă cenușele unor explozii rio-dacitice, comparabile cu acelea cunoscute la Roșia Montană. Putem foarte bine presupune că astfel de explozii au avut loc aproximativ în același timp și în alte regiuni care se găsesc astăzi acoperite și mascate de piroclastite mai recente. Pentru a compara compoziția chimică a acestora nu dispunem astăzi decât de o analiză a lui LUNZER, pentru riolite, și de o analiză mai recentă a ELIZEI ZAMFIRESCU pentru cineritele dacitice dela Slănic (Prahova).

	Riolite	Cinerite dacitice	
SiO ₂	69,08	61,71	70,87
Al ₂ O ₃	17,05	13,89	16,18
Fe ₂ O ₃	1,64	2,86	3,87
FeO	1,37	0,53	0,41
MgO	0,17	0,94	1,07
CaO	0,15	3,28	3,82
Na ₂ O	2,70	1,96	2,28
K ₂ O	5,57	1,29	1,50
H ₂ O —	0,14	13,64	—
H ₂ O+	1,56		
S	1,49	—	—
Solubile	0,32		
	101,24	100,10	100,00

Dacă lăsăm deoparte cele aproape 14 procente de apă ale cineritelor dela Slănic, constatăm pentru aceste cinerite valori comparabile cu acelea ale riolitului — singurele deosebiri apreciabile fiind pentru Ca și K. Totuși este foarte posibil ca dozajul acestor două elemente în «riolitul» de Roșia să fie greșit.

Această corespondență relativ satisfăcătoare a compoziției chimice și în deosebi asemănarea compoziției mineralogice, ne duce deci la concluzia că masele importante de cinerite dacitice dela baza Mediteraneanului II reprezintă cenușele unor explozii dacitice sau rio-dacitice care au avut loc în Munții Apuseni și că unul dintre centrele de erupție, vizibil astăzi, este Roșia Montană.



Judecând după grosimea cineritelor, aceste explozii — prin care începe vulcanismul mai activ din Munții Apuseni și probabil și în Carpații Orientali — au fost fără îndoială dintre cele mai violente fenomene vulcanice cunoscute. Intr'adevăr, nu se cunoaște nimic comparabil, ca proporție, printre manifestările vulcanice care au putut fi observate și descrise în ultimul timp de oameni de știință. În urma giganticei explozii a vulcanului Katmai din Alaska s'au depus, la distanța de 100 km de crater, abia câțiva cm de cenușe, ceea ce nu reprezintă aproape nimic față de zecile de metri de cenușe depuse la distanțe cu mult mai mari în urma exploziilor din Helvețianul inferior al Transilvaniei. Intensitatea fenomenului a fost aici cel puțin de o sută de ori mai mare. Dacă admitem o sedimentare medie numai de 10 m grosime și pe o rază de numai 100 km, cantitatea de material aruncat de aceste explozii din Transilvania reprezintă peste 300 km³.

Deasupra cineritelor de Dej se cunosc, în Mediteranul II din Transilvania, cel puțin cinci intercalații importante, formate tot din cinerite «dacitice». Grosimea lor variază dela 0,4 la 12 m (20). Ne lipsesc însă informații asupra constituției lor mineralogice și chimice.

La sfârșitul Mediteranului II se situează cineritul de Ghiriș, care formează un orizont constant, gros de peste 10 m. Acest orizont se găsește în tot lungul marginii occidentale a Basinelui Transilvaniei, unde a fost urmărit în de aproape de A. VANCEA și D. CIUPAGEA (3). Nu cunoaștem însă studii petrografice asupra cineritului de Ghiriș, așa cum se prezintă la Ghiriș. Oarecari informații date de A. VANCEA (19, p. 47) nu sunt suficiente pentru a recunoaște adevărata sa natură.

Mai la S, în împrejurimile Blajului, se găsesc cinerite cu aproximativ aceeași grosime, situate la circa 400 m sub un nivel fosilifer, de vârstă sarmațian-inferioară incontestabilă. Aceste cinerite ar corespunde — tot după VANCEA — cineritului de Ghiriș. Nici de aici nu posedăm date descriptive. În aceeași regiune însă (1,5 km SSE de Blaj) s'au descris cinerite andesitice în bancuri subțiri, cinerite care, după harta lui VANCEA, se găsesc aproape de limita între Mediteranean și Sarmațian. Totuși nu se poate stabili în mod precis, nici după informațiile date de SZÁDECZKY, nici după acelea din lucrarea lui VANCEA, dacă aceste cinerite sunt mai noi sau mai vechi decât cineritele în bancuri groase considerate ca un echivalent al cineritului de Ghiriș. Avem impresia că ele sunt mai recente și deci se găsesc deasupra cineritului de Ghiriș. Bancul cel mai important, de aproximativ 15 cm grosime, este format în deosebi din fragmente de piatră ponce care formează aproape jumătate din rocă; se mai găsesc apoi fragmente de feldspat (labrador-bitownit) și de un amfibol verde, slab polycroic, a cărui culoare variază între un verde-albăstrui și un verde-gălbui. Piroxenii sunt rari (diopsid și augit).



Dăm compoziția lor chimică, după o analiză executată de Șt. FERENCZI:

	1	2	3
SiO ₂ . . .	52,02	49,89	58,61
Al ₂ O ₃ . . .	19,34	21,12	18,34
Fe ₂ O ₃ . . .	5,01	4,31	5,72
FeO . . .	4,08	4,08	3,44
MgO . . .	3,32	3,38	1,87
CaO . . .	9,13	9,09	5,05
Na ₂ O . . .	2,61	2,72	4,15
K ₂ O . . .	0,84	0,81	1,52
H ₂ O . . .	1,15	0,34	0,44
Pierderi . .	2,58	4,15	1,11
	100,08	99,89	100,25

1) Cinerit andesitic de Blaj (16, p.181).

2) Cinerit andesitic dela cimitirul militar din Cluj Șt. FERENCZI (17, p.267).

3) Andesit cu amfibol și augit de Jiva (4, p.113).

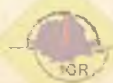
Așa cum rezultă din aceste analize, cinerite aproape identice se găsesc și la Cluj (17).

În Munții Apuseni roce asemănătoare nu se cunosc decât în puține locuri. Astfel, FERENCZI (4, p. 110—113) descrie un andezit cu labrador-bitownit și amfibol verde în partea cea mai vestică a masivului Breaza (Zlatna) și un altul, cu aceeași compoziție, dar având și augit în cantitate subordonată, provenind dela Jiva. Deosebirile în ceea ce privește silicea, calciul și alcalii sunt totuși prea însemnate, încât ne împiedecă să afirmăm cu certitudine originea comună a acestora cu a cineritelor de care ne ocupăm.

Se cunosc astfel de andesite, având aceeași compoziție mineralogică, și în masivul Rodnei (10, p. 273). Nu poate fi vorba însă de andesitele de Călimani, a căror hornblendă este brună.

Rezultă că, ținând seama numai de lavelle cunoscute în Munții Apuseni, trebuie să atribuim unora din andesitele cu amfibol, de tipul celor de Jiva, o vârstă sarmațian-inferioară.

Totuși, trebuie să ne gândim că între rio-dacitele care au dat cineritul de Dej și aceste andesite cu amfibol verde au trebuit să aibă loc numeroase erupțiuni foarte puternice (în deosebi a rocelor dacitice) care au dat nivelul de cinerite intercalate între Helvețian și Tortonian. Ceea ce surprinde însă este raritatea aflorimentelor de lave dacitice vechi în Munții Apuseni, față de abundența cineritelor dacitice. Putem presupune că numeroase focare dacitice sunt încă ascunse sub lave și piroclastite mai recente.



În Sarmațianul Basinului Transilvaniei se găsesc intercalate numeroase nivele de cinerite. Aceste nivele au fost folosite, mai ales de VANCEA și CIUPAGEA, ca nivele de orientare în stratigrafia depozitelor. Dată fiind lipsa studiilor petrografice mai detaliate, este imposibil să încercăm un paralelism cu lavele regiunilor vulcanice. Nivelul cel mai superior care ar reveni tot Sarmațianului ar fi acel al cineritelor de Bazna. Din faptul că sub aceste cinerite se găsesc nisipuri cu *Ervilia podolica* se poate deduce că toate nivelele de cinerite cunoscute în Sarmațianul Basinului Transilvaniei revin în întregime părții inferioare a acestui etaj, adică Volhynianului.

În cele mai numeroase locuri urmează în discordanță, cel puțin pe marginea basinului, Pliocenul. Acesta începe printr'un orizont nisipos de 200 până la 300 m grosime, ce conține adesea Congerii și Melanopside, și având două sau trei intercalații de cinerite andesitice, printre care una atinge 50 cm grosime. Orizontul marnos care urmează, de aproape 200 m grosime, conține forme lacustre (*Planorbis*, *Pisidium*) și, după CIUPAGEA, și mici Cardiacee. În acest orizont se semnalează cinerite numai în partea sa superioară (« tuful de Voromloc ») la nivelul căruia se găsesc tocmai Cardiaceele tipice ale Pontianului, *Limnocardium lenzi* R. HÖRNES, și *L. syrmienne* R. HÖRNES. Urmează apoi orizontul nisipurilor superioare care încheie seria pliocenă.

Dacă încercăm să paralelizăm aceste depozite cu acelea ale Pliocenului extracarpatic, am putea considera orizontul nisipurilor inferioare în care Cardiaceele par a lipsi, ca un echivalent, cel puțin parțial, al Meoțianului. În acest caz cineritele andesitice ale acestui orizont ar corespunde acelor din Moldova, cunoscute din fostele județe Bacău, Tecuci și Tutova. Observăm totuși, ca și JEKELIUS (7, p. 245), că până acum nu avem nicio dovadă care să sprijine acest punct de vedere. În această privință un studiu comparativ al cineritelor ar fi de dorit, căci ar putea aduce indicații prețioase.

Ținând seama deci pe de o parte de raporturile stratigrafice între sedimente și lave — bine înțeles acolo unde acestea sunt vizibile — și pe de altă parte de nivelele de cinerite cunoscute în Basinel Transilvaniei, putem stabili corespondențele pe care le dăm în tabloul de mai jos.

În partea occidentală a lanțului eruptiv Călimani-Hărgăhita se observă aproape pretutindeni că depozitele pontiene ale Basinel Transilvaniei înclină spre E și pătrund sub masa acestor depozite vulcanice, formând fundamentul lor (18). La E, între lanțul vulcanic și orogenul carpatic se găsesc o serie de bazine (al Ciucului superior, Borsec, Bilbo., Drăgoiasa) umplute cu sedimente lacustre cu cărbuni de vârstă daciană (1). Aceste depresiuni sunt considerate ca bazine de baraj, formate prin ridicarea valului de formațiuni neogene în drumul apelor de precipitație ce se scurgeau dela cumpăna de ape a Carpaților. Din aceste fapte se poate deduce că cel puțin o parte din formațiunile vulcanice au



	Lave	Basinul Transilvaniei	Basinul Zlatnei	Halmagiu-Brad
Dacian	Dacite recente (Cetraș)	?	necunoscut	necunoscut
Ponțian	Andesite cu piroxen	?		Piroclastite și lave andesitice postsar- mațiene și sarma- țiene
		Tuful de Voromloc	Andesite și piro- clastite andesitice post-tortoniene	Lignit (Brad) Tufuri andesitice în Sarmațianul de la Vărmaga
Volhynian	Andesite Andesite amfibolice de Breaza, Jiva, etc.	Tuful de Bazna Tufuri «andesitice» Tufuri andesitice cu amfibol (Blaj)	?	
Tortonian	Dacite de Draica ?	Tuful de Ghiriș Intercalațiuni de «tufuri dacitice»	Orizontul superior: Calcare de Leitha Cinerite «dacitice»	
	Andesite vechi de Roșia și eventual și altele	?	«Conglomerate andesitice»	
	Rio-dacite de Zlatna	Intercalațiuni de «tufuri dacitice» Cinerite «dacitice» de Deț	Orizontul inferior: Conglomerate ro- șii cu intercalații de lave și piro- clastite rio-daci- tice	?
Helvetian	Andesite vechi cu amfibol	?	Blocuri de ande- sit în piroclasti- tele riolitice	

ieșit la suprafață după începutul Ponțianului și că în Dacian, un relief destul de puternic se ridică aici, pentru ca în spatele său să se fi putut acumula apele lacurilor care ocupau actualele bazine cu cărbuni.

Un alt izvor de informații asupra vârstei erupțiilor andesitice este studiul cineritelor intercalate în depozitele neogene ale Carpaților (8) și ale basinului



Transilvaniei. Observăm însă că cineritele din Bazinul Transilvaniei prezintă desavantajul de a putea proveni și dela vulcanii din Munții Apuseni. O astfel de origină este mai puțin probabilă pentru acelea dela exteriorul Carpaților, cel puțin dacă ne referim numai la cineritele andesitice.

În depozitele Podișului Moldovenesc, cinerite andesitice au fost menționate de I. SIMIONESCU în Sarmațianul dela Hudești. Aceste cinerite, de 1 m grosime, au fost studiate de D. ROTMAN care a constatat prezența plagioclazilor cu compoziția andesin-labrador și a hornblendei. Putem presupune că ele corespund celei mai vechi erupțiuni andesitice din Călimani. Această erupțiune a trebuit să fie, după cele știute până acum, identică sau contemporană cu cea a andesitelor amfibolice de tipul Gura Haitei. Erupțiunea a trebuit să aibă caracterul unei explozii extrem de puternice. Amintim încă odată, pentru comparație, explozia vulcanului Katmai, care a produs un crater de 6 km lărgime și în urma căreia cinerite până la un metru grosime s'au depus până la o distanță de 50 km dela locul exploziei. Explozia care s'a produs la aproape 150 km de Hudești, unde cineritele au deasemenea un metru grosime, a trebuit să fie deci cu mult mai puternică.

Un alt nivel stratigrafic, în care piroclastitele andesitice prezintă o răspândire relativ mare, este acel cunoscut de multă vreme în regiunea Bacău și care a fost studiat în deaproape de MRAZEC (12). Aceste cinerite sunt constituite din piroxeni (augit și hipersten), olivină, foarte puțină hornblendă și un plagioclaz bazic (bitownit-anortit). Suntem deci în prezența unei erupțiuni de andesite bazaltice. Aceste cinerite «de Cleja» au în împrejurimile acestei localități o grosime de aproape 1,5 m și cu mult mai mult în alte regiuni (2). Analiza chimică făcută de ȘT. CANTUNIARI și pe care o dăm mai jos arată o lavă care se înscrie aproape perfect în seria andesitelor bazaltice vechi din Călimani.

SiO ₂	53,53 (52,60)
TiO ₂	0,43 (1,15)
Al ₂ O ₃	19,61 (20,45)
Fe ₂ O ₃	5,39 (1,68)
FeO	3,49 (6,45)
MnO	0,18 (0,18)
MgO	3,04 (4,40)
CaO	8,45 (7,48)
Na ₂ O	3,53 (3,42)
K ₂ O	1,39 (1,41)
P ₂ O ₅	0,23 (0,25)
Pierderi	1,27

100,54

Analogia compoziției chimice cu cea a bazaltului de Mereșălul din Călimani (13, p. 249) este remarcabilă (valorile sunt trecute în paranteză).



Aceste cenușe și nisipuri vulcanice se găsesc atât în basinul Comănești cât și în regiunea Tutova, la Plopana (15, p. 385), asociate cu forme ale faunei de Taraclia. Dat fiind că le găsim și deasupra gresiilor ce conțin această faună, trebuie să le atribuim o vârstă meotiană. Rezultă că în timpul depunerii acestui etaj au avut loc erupții de lave mai bazice decât acelea ce au ieșit la zi în Sarmatian; după cum am văzut, avem motive destul de întemeiate pentru a considera aceste erupțiuni ca aparținând seriei vechi din Călimani.

Se mai poate discuta faptul dacă aceste cinerite provin dintr'o explozie ce a avut loc în Călimani sau poate dintr'un crater situat mai la S, cum ar fi de pildă craterul din Hărghita, și aceasta, dată fiind distanța mai mică — numai 100 km — până la Cleja, în timp ce distanța până în Călimani este aproape de 150 km. Discuția ar fi lipsită de o bază precisă din cauza lipsei studiilor petrografice și chimice asupra vulcanului Hărghita.

În fine, de curând F. KELTERBORN și A. STRECKEISEN au studiat mai în de aproape cineritele din depozitele daciene din Muntenia. Ei au constatat că acestea formează un banc de 15—30 cm grosime, constituit din cenușe în care după feldspați (andesin-labrador), urmează ca frecvență hornblenda, iar piroxenii sunt în general mai rari. Aceste cinerite corespund unor andesite, probabil asemănătoare cu acelea care au erupt în partea sudică a lanțului vulcanic (Sf. Ana, Būdös, etc) și care acopăr andesitele bazaltice. JEKELIUS (6) menționează piroclastite andesitice intercalate în basinul dacian dela Căpeni și care mai la N se substituie tot mai mult sedimentelor daciene. Aceste erupțiuni mai recente de andesite cu hornblendă nu au fost puse în evidență până acum în Călimani.

Iată compoziția chimică a cineritelor studiate (8, pag. 429 și 431):

	Valea Budureasca Malul Roș (Prahova)	Nenciulești (Buzău)	
	1	2	3
SiO ₂	56,64	59,27	50,35
TiO ₂	0,88	0,60	0,54
Al ₂ O ₃	17,81	17,07	21,18
Fe ₂ O ₃	2,60	0,93	3,06
FeO	1,55	1,95	0,39
MnO	urme	0,05	urme
MgO	0,24	0,80	1,61
CaO	7,95	5,75	4,58
Na ₂ O	3,12	3,08	1,44
K ₂ O	1,85	1,74	0,78
P ₂ O ₅	0,81	0,83	0,91
H ₂ O ⁺	3,96	5,16	5,64
H ₂ O ⁻	0,76	0,66	0,67
	100,17	100,03	100,15



La analizele 1 și 2 se adaugă 0,19 BaO; 0,11 SrO; 0,11 Li₂O; 0,76 SO₃; 0,01 elemente rare; 0,97 substanță organică. (1 — analiza Dr. P. BEARTH-BÂLE; 2 — analiza Dr. BENTIG asupra aceluiași material; 3 — analiza Dr. M. V. PAȘCA)

În concluzie putem rezuma în modul următor istoria vulcanismului recent din lanțul eruptiv Călimani-Hărghita.

În acest lanț se cunosc erupțiuni dacitice numai la baza Călimanilor (14). Produsele acestea sunt fără îndoială în mare parte acoperite de formațiuni vulcanice mai noi.

O explozie uriașă a avut loc în Călimani în timpul Sarmațianului inferior, explozie care a împrăștiat cenușele până aproape de Prut. Această explozie a fost urmată de extrusiuni de lave andesitice cu hornblendă (tip Gura Haitei).

În Meotian au avut loc explozii puternice în mai multe cratere și probabil mai ales în al Hărghitei, a căror cenușe se găsesc de cealaltă parte a Carpaților în regiunea Bacău, Tutova și Putna. Lavele care au urmat acestor explozii erau lave andesitice bazaltice, cu olivină, augit și hipersten. Probabil că aceste explozii au contribuit la formarea celei mai mari părți a principalelor conuri vulcanice ale lanțului. Este de fapt continuarea tipului de erupțiuni a seriilor vechi.

Nu se cunosc cinerite în Ponțian, cel puțin în Muntenia. Nu avem însă dreptul să deducem că vulcanismul nu a avut nicio manifestare în acest timp. Mai curând putem presupune că în acest timp au avut loc în deosebi efusiuni bazaltice — lipsite de explozii importante — efusiuni care, măbind conurile vulcanice și completând lanțul, au determinat izolarea basinelor daciene la E.

Către sfârșitul Ponțianului și în timpul Dacianului este posibil să fi avut loc în Călimani erupțiunile seriei recente care acoperă buza craterului (lave de tipul Petrosul superior).

În fine, în timpul Dacianului au avut loc erupțiuni în partea meridională a lanțului vulcanic; acestea sunt însoțite de puternice explozii care au dat cineritele din Muntenia și lavele andesitice cu hornblendă din regiunea Tușnad. Cu acestea începe un nou tip de erupțiuni.

Numai după Dacian au loc erupțiile de bazalte dela Racoș, al căror chimism nu ne este încă cunoscut.



BIBLIOGRAFIE

1. ATANASIU I. Zăcămintele de lignit din basinal pliocen dela Borsec. *Inst. Geol. Rom. St. Tehn. și Econ.*, III, fasc. 3, Buc., 1924.
2. ATHANASIU S. Sur la présence des cendres andésitiques dans les strates sarmatiens de la partie sud de la Moldavie. *Inst. Geol. Rom. D. d. S.* Vol II. p. 106, Buc., 1910.
3. CIUPAGEA D. I. Nouvelles données sur la structure du Bassin transylvain. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, II, p. 114, Buc., 1935.
4. FERENCZI ȘT. Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Zlatna. *Muzeumi Füzetek*, II, Nr. 1, 1913, p. 79, Cluj, 1914.
5. FILIPESCU M. Recherches géologiques entre la vallée du Teleajen et la vallée de la Doftana (Distr. de Prahova). *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVII, p. 545, Buc., 1936.
6. JEKELIUS E. Zăcămintele de lignit din basinal pliocen din valea superioară a Oltului. *Inst. Geol. Rom. St. Tehn. și Econ.*, III, fasc. 2, Buc., 1924.
7. — Das Pliozän und die sarmatische Stufe im mittleren Donaubecken. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XXII, p. 191, Buc., 1943.
8. KELTSERBORN F. și STRECKEISEN A. Pliozäne Andesittuffe am Aussenrand der rumänischen Karpathen. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIX, p. 409, Buc., 1938.
9. KOCH A. Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landestheile. II. Neogene Abtheilung. Budapest, 1900.
10. KRÄUTNER TH. Das kristalline Massiv von Rodna. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIX, p. 161, Buc., 1938.
11. MALEEV E. F. Vulcanii terțiari din Transcarpatia. *Priroda*, Nr. 8, 1949.
12. MRAZEC L. Note sur un tuf andésitique des environs de Bacău. *Bul. Soc. Șt. Buc.* VII. Nr. 2, Buc., 1898.
13. NICHITA O. Étude pétrographique et chimique de la région des vallées Neagra et Haita. *Ann. Scient. Univ. Jassy*, XX, p. 194, Iași, 1934.
14. SAVUL M. La bordure orientale des Monts Călimani. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIX, p. 361, Buc., 1938.
15. SEVASTOS R. Limite du Sarmatien, Méotien et Pontien entre le Siret et le Prut. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. IX, p. 373, Buc., 1922.
16. SZADECKI I. v. Amphibolandesittuffe in der SW-lichen Hälfte des Siebenbürgischen Beckens. *Muzeumi Füzetek*, I, Nr. 2, p. 176, Cluj, 1912.
17. — Die Tuffhaltigen Schichten der W-lichen Umgebung von Koloszar. *Muzeumi Füzetek*, III, Nr. 2, p. 233, Cluj, 1916.



18. TÖRÖK Z. Raport asupra cercetărilor geologice din regiunea apuseană a Munților Călimani. *Inst. Geol. Rom., D. d. S.* Vol. XVIII, p. 170, Buc., 1931.
 19. VANCEA A. Observații geologice în regiunea de SW a Câmpiei ardelen. Teză de doctorat. Sibiu, 1929.
 20. — Geologische Untersuchungen im West-südwestlichen Gebiete des Siebenbürgischen Beckens. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, V, p. 177, Buc., 1942.
 21. VOITEȘTI I. P. Sur l'existence d'un cône volcanique de cendres dacitiques à Ocnele Mari (Vâlcea). *Ac. Sc. Rom., C. R.*, II, p. 541, Buc., 1938.
-





Institutul Geologic al României

GEOLOGIA REGIUNII TĂTĂRUȘ — SUPLAC DE BARCĂU (REG. BIHOR)

DE

MIRCEA PAUCĂ

TABLA DE MATERII

	Pag.
I. <i>Introducere</i>	15
II. <i>Stratigrafia</i>	16
A) <i>Cristalinul</i>	16
B) <i>Pliocenul</i>	17
1. <i>Ponțianul</i>	17
2. <i>Pliocenul superior</i>	26
C) <i>Cuaternarul</i>	27
D) <i>Aluviul</i>	27
III. <i>Tectonica</i>	28
<i>Bibliografie</i>	32

I. INTRODUCERE

Regiunea cu depozite de vârstă pliocenă, situată dealungul limitelor de NE și de SW ale Cristalinului Munților Plopișului, face parte din bazinele de scufundare, de vârstă neogenă, al Șimleului Silvaniei și al Crișului Repede. Ea ocupă o bună parte din treimea de N a județului Bihor, dar unele probleme de ordin economic se continuă și în județul Sălaj. În spre W limita regiunii studiate o face Aluviul Câmpiei ungare începând din dreptul localităților Diosâg și Săcueni.

Intrucât asupra acestei regiuni nu există hărți geologice la scări mici, hărți care ar fi putut permite recunoașterea problemelor executate până în prezent, după un studiu preliminar pe teren, în vederea sezisirii acestor probleme, am



putut ajunge la concluzia că, pentru determinarea condițiilor de zăcământ, a genezei și a rezervelor de lignit și de asphalt, trebuie cercetată în primul rând limita Cristalin-Neogen. Importanța practică a acestei limite constă în faptul că, în imediata ei apropiere, sunt localizate toate ivirile de asphalt și majoritatea ivirilor de cărbuni.

Concomitent cu urmărirea limitei Cristalin-Neogen, cercetările noastre s'au întins și asupra acestor două formațiuni. În acest scop, am studiat în special problemele pe care le pun depozitele de vârstă pliocenă. Cât privește Cristalinul, o cercetare amănunțită a acestuia nu interesează prea mult în chestiunea care ne preocupă. Interesant de semnalat ar fi numai prezența unor urme grafitoase în regiunea satului Sacalasașul Nou.

Bibliografia acestei regiuni, care ocupă 10 foi la scara 1:20.000, este destul de redusă. Ea se mărginește la studiile de recunoaștere făcute prin anii 1850—1860 de geologii vienezi HAUER și WOLF, cărora, începând de prin 1882, le urmează geologii unguri: MÁTYÁSOVSZKY, SZONTAGH și ROTH TELEGD. Cercetările mai noi le datorim lui H. BÖCKH, POSEWITZ, BETHLEN, K. PAPP și STRAUZ. Există de asemenea câteva însemnări sumare de dată mai nouă, prilejuite de calculul rezervelor de combustibil ale țării.

Remarcăm însă că, față de importanța economică și teoretică, pe care o prezintă depozitele din această regiune, publicațiile geologice sunt vechi, puține la număr și neînsemnate în raport cu problemele care se pun la extremitatea de NW a Munților Plopiș. Un studiu care să cuprindă toate problemele ce se pun acolo era de mult necesar și chiar așteptat. Totuși, numai cuprinzând regiunea situată la NW de masivul Munților Apuseni în ansamblul ei, se poate ajunge la soluționarea numeroaselor probleme, dintre care unele se pun abia acum, pe măsura cunoașterii tot mai amănunțite a ei, datorită exploatării din ce în ce mai intensă din ultimele decenii.

II. STRATIGRAFIE

În regiunea cercetată au fost întâlnite următoarele trei formațiuni: Cristalinul, Pliocenul și Cuaternarul.

A) CRISTALINUL

Acesta constă în cea mai mare parte din micașisturi, care sunt străbătute adeseori de gneisse și de amfibolite. Atât micașisturile, cât și gneissele par a fi de vârstă foarte veche, ceea ce reiese din faptul că ele sunt cel mai adeseori alterate, în timp ce amfibolitele sunt întotdeauna proaspete. Alterarea micașisturilor și a gneisselor este de dată destul de veche, după cum rezultă



din bogăția în cuarț și în muscovită și din marea grosime pe care o prezintă depozitele de vârstă pliocenă din regiune, formate pe socoteala lor.

Numele popular de Munții de Aramă al Munților Plopișului se datorește, probabil, prezenței în mare cantitate a micelor alterate.

În partea de SE a regiunii, începând cu Valea Mare dela Cuesd, Cristalinul este acoperit mai întâi prin petece mici, apoi, pe măsură ce ne îndepărtăm spre SE, din ce în ce mai compact, cu depozite de vârstă mesozoică, printre care predomină dolomitul și calcarul triasic.

B) PLIOCENUL

În această formațiune noi am distins etajele: Ponțian și Pliocen superior.

1. PONȚIANUL

Stratigrafia depozitelor pliocene din această regiune a preocupat prea puțin pe geologi. Unii cercetători mai vechi (SZONTAGH, POSEWITZ, etc.) au atribuit întreg complexul de roce pliocene de aci Ponțianului, iar în ultimul timp alții (STRAUSZ, etc.) tot în întregime acelei unități stratigrafice folosită de geologii unguri, anume Panonianului.

O analiză destul de fugară a bibliografiei ungurești privitoare la stratigrafia depozitelor pliocene din basinul Dunării mijlocii, arată că problema orizontării depozitelor de această vârstă este departe de a fi rezolvată. Cauza este atât faciesul petrografic, cât și mai ales conținutul paleontologic foarte diferit de acela cunoscut din bazinele dela exteriorul Carpaților.

În general, ceea ce se vede la suprafață era atribuit până acum de geologii români în întregime Pliocenului superior, prin acesta înțelegându-se în special Dacianul. Motivele tacite, pe baza cărora se admitea această vârstă, erau probabil faciesul predominant nisipos al stratelor superioare, bogata dezvoltare a lignitului și prezența unor marne arse care conțin numeroase impresiuni de plante, rocă cunoscută și din Dacianul Olteniei.

Totuși este în afară de orice îndoială că și aci, ca și în celelalte bazine neogene pe marginea de W a Munților Apuseni, transgresiunea neogenă a început încă din timpul Tortonianului. Ea s'a continuat și în Sarmațianul inferior iar, după o perioadă de regresie, transgresiunea a revenit cu și mai multă putere în Ponțian. Faptul că Sarmațianul și Tortonianul lipsesc din regiunea noastră în deschiderile dela suprafață, nu poate fi considerat ca o dovadă că aceste etaje n'au fost depuse, întrucât ele au fost întâlnite într'un foraj făcut în 1937 la Oradea Mare. Aci, în forajul adânc de aproximativ 780 m, făcut pentru obținerea apei termale arteziene, Sarmațianul a fost întâlnit pe la 680 m, iar Tortonianul pe la 780 m.

Tortonianul se mai cunoaște pe insula de Cristalin dela Șimleul Silvaniei, iar Sarmațianul mai este cunoscut la adâncimea de 787 m, din forajele făcute în 1937 la Carei, precum și pe ambele versante, de N și de S, ale capătului de E al Munților Plopiș, unde el stă direct pe formațiile cristalino-mesozoice ale fundamentului. La Borod apare numai sub formă de petece mici situate sub depozitele ponțiene.

Lipsa Miocenului din regiunea noastră ar mai putea fi explicată și prin altă ipoteză decât aceea a erodării sale în perioada continentală preponțiană. Asumează existența posibilitatea ca regiunea de NW a Munților Plopișului să fi făcut parte în acel timp din uscatul Munților Apuseni, care s'ar fi întins astfel în Miocen și mai în spre W, iar prăbușirea regiunii, situată imediat la apus de acești munți, ar fi avut loc abia în Ponțian.

Asemenea prăbușiri succesive cunoaștem din Basinel Beiușului, care constă din două bazine secundare de vârstă diferită (PAUCĂ, 1935).

Mai probabil este însă că ultimele două etaje ale Miocenului au fost depuse și ele aci, dar că, începând din Sarmațianul mediu, trebuie să fi avut loc și în această regiune acea exondare generală a frontului panonic al Munților Apuseni. Ca urmare a acelei exondări și deci și a perioadei continentale care a ținut până la începutul Ponțianului, este lipsa completă a etajelor Tortonian, Sarmațian și Meoțian. Lipsa acestuia din urmă rezultă și din absența unor forme relict, descendente directe ale faunei salmastre din Sarmațian. Acesta este cazul la exteriorul Carpaților cu genurile *Pirenella*, *Modiolus*, *Dosinia* etc.

În orice caz, condițiile de sedimentare de pe marginea de W a Munților Apuseni erau oarecum diferite de acelea din Cuveta transilvană. Aceasta reiese din faptul că pe versantul panonic al acestor munți, depozitele miocene nu depășesc 400 m grosime, pe când în Cuveta transilvană grosimea depozitelor neogene este în jurul cifrei de 4000 m.

Pliocenul constă dintr'un complex în care predomină nisipurile micacee, materialul component al acestora fiind cu atât mai grosier cu cât se află în apropierea Cristalinului. În unele puncte — cariera dela Săliște, forajul adânc de 17 m dela intrarea în mina Francisc la Tătăruș, etc. — toate situate în apropierea Cristalinului, se întâlnesc chiar și intercalațiuni groase de mai mulți metri de pietrișuri fine de cuarț, având bobul cu diametrul de 2-8 mm.

Acest complex de nisipuri, format din bancuri groase până la câțiva metri, conține numeroase intercalațiuni de marne masive, de obicei micacee, având o culoare cenușie închisă când sunt proaspete. Grosimea lor este în general redusă, nedepășind niciodată 10 m în regiunea din apropierea limitei cu Cristalinul. Mai spre interiorul basinului, unde grosimea lor crește, marnele sunt mai puțin bogate în mică și reprezintă o culoare mai deschisă.



Faciesul sub care se prezintă aceste marne nu este constant nici pe verticală, el putând varia între marne cu aspect masiv și compact, cu marne mai mult sau mai puțin foioase. Printre aceste din urmă, trebuie să remarcăm o varietate la care șistuoșitatea este deosebit de accentuată, varietate care conține numeroase resturi de Pești și de Plante și care, în stare proaspătă, prezintă un slab miros de bitumen. Mai mult încă, prin alterare, acestea se desfac în foi subțiri și prezintă slabe eflorescențe amintind mult unele varietăți de disodile.

Ca și acestea din urmă, marea majoritate a resturilor de Pești întâlnite în șistul bituminos descris, sunt numai fragmentare și aparțin familiei Clupeide, genurilor *Clupea* și *Alosa*. Prezența acestor Pești indică o apă sălcie, mult îndulcită, cât și regiuni nu prea îndepărtate de țărâm.

Marnele bituminoase se întâlnesc în numeroase puncte din întreaga regiune: fundul Văii Budoifului, versantul de E al satului Cuzap, în drum dela S de cota 325 de pe dreapta Văii Țiganului, la Tătăruș, etc. Cel mai frumos deschise se găsesc însă la Tătăruș, pe Valea Runcului, în regiunea gurei minei Eugen. Grosimea lor nu depășește niciodată 3 m.

În partea de SE a regiunii, în special pe Valea Arsurilor, la N de Aleșd, baza Pliocenului o formează conglomeratele slab cimentate, formate din calcare și dolomite mesozoice, provenite din fundamentul imediat al regiunii. Asemenea conglomerate sunt citate de ROTH TELEGD și de pe versantul de NE al Munților Plopiș.

Către partea inferioară a complexului depozitelor de vârstă pliocenă, care pot fi observate în deschiderile naturale, au fost întâlnite în forajele adânci numai de 20—30 m un număr de trei sau patru strate de lignit, număr variabil dela o regiune la alta, precum și câteva strate de asphalt, adică de nisip sau de pietriș fin, impregnate cu bitumen. În forajul adânc numai de 104 m, citat de BÖCKH în lucrarea sa din 1913, dela Tătăruș, este însă vorba de un număr nu mai mic decât de 14 strate de asphalt și de numeroase strate de lignit.

Este interesant să remarcăm de pe acum că —în comparație cu stratele de asphalt —stratele de lignit prezintă o arie de răspândire mai mare, că ele formează nivele stratigrafice mai constante și că se întind până la depărtări mai mari în spre interiorul basinului. Din contra, apariția stratelor de asphalt este strâns legată de imediata vecinătate a faliei Cristalin-Pliocen, iar pe orizontală ele prezintă o răspândire inconstantă, am putea chiar spune, fără nicio exagerare, cu totul capricioasă.

Stratele de lignit și cele de asphalt apar, în marea majoritate a cazurilor, independente unele de altele. Totuși, la Tătăruș, se constată în diferite puncte că stratele de lignit vin în contact direct cu cele de asphalt, de obicei asphaltul



aflându-se în culcușul lignitului. În acest caz, lignitul conține și el un oarecare procent de bitumen.

Modul de ocurență deosebit al celor două feluri de zăcămintele ne dă, de pe acum, indicații interesante asupra genezei fiecăruia din ele și ne aruncă o lumină prețioasă asupra cauzelor pentru care diferențele de rezerve între cele două feluri de substanțe sunt așa de mari.

Ivirile de strate de lignit din unele regiuni (Valea Toapa la Derna, fundul Văii Budoilului, etc.) sunt însoțite, mai ales la partea superioară, de marne foarte dure, șistuoase, groase de cel mult un metru, de culoare roșie deschisă sau violetă, perfect asemănătoare acelor cunoscute din Dacianul Olteniei. Mai mult încă, și în aceste marne există numeroase impresiuni de frunze de Fanerogame și impresiuni de Pești. Din primele am adunat un bogat material care a fost predat pentru studiu lui I. Z. BARBU. Până acum d-sa a determinat prezența următoarelor specii: *Ficus tiliacifolia* AL. BR. (foarte frecvent), *Glyptostrobus europaeus* HEER (frecvent), *Carpinus grandis* UNG., *Alnus latior* SAP., *Betula oxidonta* SAP., o păstăie de leguminoase, un ament de *Alnus* etc.

Marnele roșii își datoresc, și aci, aspectul lor aprinderii spontane și arderii lente a ivirilor unor strate de lignit, care conțin adeseori și multă marcasită.

Pe versantul de S al munților Plopiș, începând dela Lugașul de Jos înspre E, Ponțianul se dezvoltă sub un facies diferit de acela cunoscut la Derna-Tătăruș, precum și din Basinelul Beiușului. Așezarea Ponțianului apare aci sub formă de marne albe, de obicei stratificate, care conțin rare Diatomee. Vârsta lor ponțiană este dovedită prin resturile de *Congerii* găsite în capătul de E al Aleșdului. Acest facies se dezvoltă în tot fundul Basinelului Borod și el este acela care, prin aspectul său mult diferit de al Ponțianului din restul bazinelor neogene dela W de Munții Apuseni, a determinat până acum pe geologi să atribuie acestei roci, precum și lignitului din regiune, o vârstă sarmatiană.

Cauza pentru care Ponțianul se dezvoltă în jumătatea estică a basinelului Borod sub un alt facies este marea răspândire pe care o au calcarele mesozoice pe ambele maluri ale acestui basin, al cărui vârf nu comunică cu bazinele situate la N și la S.

Astăzi, depozitele pliocene care încadrează capătul de W al Munților Plopișului, se ridică numai până la cel mult 340 m. Faptul că în bazinele neogene, situate mai la S, în special în Basinelul Beiușului, unde aceste depozite au fost studiate cel mai amănunțit, depozitele pliocene se ridică până la altitudinea de peste 400 m impune emiterea a două ipoteze:

1. Depozitele pliocene au avut și aci grosimi mai mari, dar acestea au fost micșorate prin eroziune.



2. Depozitele pliocene de pe marginea de N a Munților Apuseni au suferit, în totalitatea lor, o puternică mișcare de scufundare.

După cum urmează să vedem mai departe, este probabil că ambele aceste fenomene au colaborat la realizarea unei altitudini mult mai scăzute până la care se ridică depozite pliocene de pe marginea de N a Munților Apuseni, în comparație cu altitudinea la care se găsește acesta pe versantul de W al acestor munți, în special în Basinel Beiușului.

Diferitele falii, întâlnite la suprafață și mai ales acelea găsite în lucrările miniere, dovedesc din plin această ipoteză. Dealtfel se știe că regiunea de NE a Câmpiei ungare, unde Tisa își schimbă direcția din E-W în N-S, corespunde unor regiuni de scufundare de vârstă cuaternară, regiune care constituie și acum un important epicentru. Râurile principale ale regiunii studiate: Bărcău Bistra și Ghiepiș fiind atrase de acest punct de maximum de scufundare, prezintă malurile asimetrice: cel drept este abrupt și plin de alunecări, în timp ce malul stâng este domol și acoperit de numeroase terase, care ocupă mari suprafețe.

Vârsta pliocenă superioară, și în special cea daciană, admisă de majoritatea geologilor noștri, care au vizitat regiunea în ultimele trei decenii, se bazează mai ales pe faciesul nisipos, sub care se prezintă acest Pliocen. Imprejurarea că acest complex de nisipuri, în care marnele sunt subordonate, mai conține și o mare cantitate de lignit, n'a făcut decât să întărească această ipoteză, la baza căreia stă mai mult sau mai puțin conștientă dezvoltarea pe care o prezintă Dacianul la exteriorul Carpaților.

Totuși, fiind vorba de bazine de sedimentație diferite, această asemănare de facies nu trebuie să ne ducă la paralelizări și la concluzii stratigrafice greșite. Raritatea fosilelor din depozitele pliocene ale acestei regiuni a contribuit și ea la menținerea acestei ipoteze. Dar, căutate cu atenție, fosilele pot fi găsite și fapt cert este numai că fosilele daciene indiscutabile n'au fost întâlnite aci.

Dacă fosilele sunt într'adevăr foarte rare, totuși ele nu lipsesc cu desăvârșire. Cercetările noastre au adus la descoperirea a destule resturi de Moluște care ne permit determinarea vârstei pontiene a unei mari părți din acest complex de roce de vârstă pliocenă.

Fosilele au fost întâlnite în următoarele zece puncte:

1. La Dornișoara, pe marginea de S a satului, în vâlcea Guiana, situată în imediata apropiere a bisericii.

2. Tot la Dornișoara, în râpile dela apus de cota 261. Aci am găsit singurul fosil (*Unio wetzleri* SANDB.) într'un complex pe care îl atribuim Pliocenului superior (Dacian) întrucât se găsește într'un complex predominant nisipos de deasupra orizontului cu material vulcanic.

3. La Tătăruș, în regiunea de trecere din Pliocen în Aluviu a Părâului Țiganului, pe stânga sa.

4. Tot la Tătăruș, în galeriile minei Stalin.

5. La Vărășău, în capătul de W al Dealului Bisericii.

6. La Tria, lângă drumul ce urcă spre Dernașoara, pe marginea de S a satului. Tot aci O. PROTESCU a găsit un molar superior de *Hipparion*.

7. La E de Popești, cota 266 de pe culme.

8. La Derna (Becașău), au fost găsite vertebre de Pești.

9. În cariera de pietriș dela E de satul Suplac de Barcău, lângă șosea (Porți).

10. La Urvind, în dealurile dela N de sat.

La Tătăruș, în diferite galerii de mină, au fost întâlnite în diferite rânduri, ultima dată acum vreo șase ani, resturi de mamifere (între ele și un *Dinotherium*, care se află în studiul lui I. MAXIM. POSEWITZ citează în 1896 *Rhinoceros* sp. iar MARIA MOTTL¹⁾ citează: *Dicerorhinus schleiermacheri*, *Bunolophodon longirostris*, *Ananchus arvernensis*, *Sus* cf. *erynanthus*, *Tapirus* sp., *Hipparion gracile* și *Propotamochoerus provincialis minor*. Toate acestea asigură o vârstă pliocenă inferioară.

Impresia noastră este că punctele citate sunt așa de puține la număr pentru motivul că ele au fost întâlnite mai mult accidental, întrucât studiul nostru n'a avut ca obiectiv principal clasificarea și separarea depozitelor de vârstă pliocenă din această regiune, ci numai identificarea zăcămintelor de combustibil de acolo.

Deși, la rândul lor, aceste puncte fosilifere sunt destul de sărace în exemplare și fosilele sunt foarte friabile s'a putut totuși aduna o faună suficientă pentru a se determina vârsta stratelor ce le conțin. Intr'adevăr, din aceste puncte, am determinat următoarele forme: *Melanopsis fossilis* (GMELIN), *Melanopsis impressa* KRAUSS, *Melania* aff. *vasarhelyi*, *Congeria czjzeki* M. HOERNES și *Congeria balatonica* PARTSCH, precum și *Unio wetzleri* SANDB.

Dintre aceste forme numai *Melanopsis impressa* și *Unio wetzleri* intră și în alte etaje, restul fiind caracteristice Ponțianului de facies panonic. În general, fosilele găsindu-se în nisipuri, sunt foarte prost păstrate, astfel că nu toate exemplarele pot fi determinate specific.

STRAUSZ, în lucrarea lui din 1941, citează un număr mai mare de specii, determinate după materialul colectat de E. NOSKY. Este însă regretabil că el nu indică pentru toate fosilele determinate punctul precis unde au fost găsite.

Dela Tătăruș el a determinat: *Limnocardium* cfr. *apertum* MÜNST., *Limn. penslii* FUCHS, *Limn. (Pontalmyra) priscae* STRAUSS, *Limn. aff. chartaceum* BRUS.,

¹⁾ A se vedea discuțiile prilejuite de comunicarea citată a lui L. STRAUSS.

Limnocardium (*Monodacna*) sp., *Congeria subglobosa* PARTSCH, *Dreissena auricularis* FUCHS, *Pisidium bellardii* BRUS., *Valvata* sp., *Melanopsis bouéi* FÉR., *Melanopsis pygmaea* PARTSCH, *M. vindobonensis* FUCHS, *Mel. impressa* KR., *Micromelania* sp., *Micromelania* n. sp., *Planorbis rădmăneștii* FUCHS, Pl. cfr. *chaenostomus* BRUS., iar dela Derna: *Limnocardium* sp. *Limnocardium apertum* MÜNST., *Limn. pensilii* FUCHS, *Dreissena auricularis* FUCHS, *Melanopsis impressa* KR. și *Planorbis rădmăneștii* FUCHS.

În lucrările mai vechi a fost citat dela Derna și *Viviparus*. Totuși noi nu l-am găsit și acesta lipsește și din fauna lui STRAUZ.

Cauzele, cărora li se datorește relativa sărăcie în fosile din această regiune, pot fi considerate următoarele patru:

1. Faciesul de mare închisă ce domnea pe mari suprafețe în Basinelul panonian în timpul depunerii Pontianului.
2. Faciesul de turbărie local, care se instala adesea în această regiune în timpul formării stratelor de lignit.
3. Sedimentația intensă existentă în mai tot timpul depunerii nisipurilor, acestea arătând adeseori o stratificație torențială.
4. Erodarea în cea mai mare parte a depozitelor litorale, singurele locuri care puteau permite dezvoltarea unor faune mai abundente.

Prezența Pontianului fiind astfel stabilită și pe marginea de N a Munților Apuseni, se pun următoarele două probleme:

1. Dacă totalitatea depozitelor ce apar în regiunea studiată aparține numai Pontianului sau dacă nu există cumva, la partea lor superioară, și depozite de vârstă pliocenă superioară.
2. Pentru care cauze Pontianul de aci se prezintă sub un facies atât de diferit de acela al Pontianului din restul Basinelului panonic și în special de al Pontianului din restul marginii de W a Munților Apuseni, așa încât numeroși geologi au contestat existența lui.

Cât privește primul punct, anume prezența sau eventual absența Pliocenului superior și mai ales limita dintre acesta și Pontian, aceasta este o chestiune pe care o lăsăm a fi rezolvată definitiv în regiunile mai întinse de care urmează să ne ocupăm în anii viitori. De pe acum părerea noastră este că el există și aci. Ne este cunoscut că în alte bazine secundare ale Depresiunii panonice, decât acelea ce intră în interiorul Munților Apuseni, există și depozite aparținând Pliocenului superior, dar acolo ele au putut fi determinate pe baza unor bogate faune de Moluște.

Referindu-ne la cel de al doilea punct, adică la faciesul sub care se prezintă Pontianul de aici, asupra acestuia trebuie să ne oprim mai mult. Într'adevăr, Pontianul de pe marginea de W a Munților Apuseni se prezintă sub un facies cu totul special, el fiind diferit nu numai de Pontianul dela exteriorul Carpaților,



dar chiar și de acela din restul Depresiunii panonice. Ori tocmai acest facies este cauza pentru care n'a putut fi recunoscută până acum, de unii geologi, prezența Poțianului în această regiune.

Cercetările noastre anterioare asupra depozitelor neogene de pe marginea de W a Munților Apuseni au arătat că Marea poțiană din Depresiunea panonică prezenta caracterele unei mări închise, de tipul Mării Negre actuale. Anume — începând dela o oarecare adâncime — apele acelei mări erau salmastre, în timp ce în regiunea țărmurilor și în larg, la suprafață, apele ei aveau o salinitate foarte scăzută, iar în unele regiuni mărginașe, ele erau chiar complet îndulcite. Dacă, pe lângă această diferență de salinitate, mai ținem seama și de diferența de facies petrografic, atunci înțelegem ușor de ce faunele celor două regiuni batimetrice puteau fi atât de diferite. Intr'adevăr, în timp ce în larg se depuneau marne cu Congerii, Limnocardiacee și cu *Valenciennius*, la țărm se depunea un facies nisipos caracterizat printr'o faună de apă dulce, în special prin Melanopside din grupa speciilor *M. fossilis*, *M. vindobonensis* și *M. impressa*.

Această diferență de facies petrografic și faunistic este așa de mare încât mulți din geologii care au studiat depozitele pliocene din Depresiunea panonică, înainte de 1918, au considerat diferitele faciesuri ca reprezentând echivalente ale tuturor celor patru etaje ale Pliocenului dela exteriorul Carpaților.

Dar condițiile de sedimentare din regiunea de NW a Munților Apuseni nu erau identice aceloră din restul Depresiunii panonice, de unde provine și diferența de facies dintre Poțianul de aici și acela din bazinele neogene situate mai la S. Această diferență de facies poate fi atribuită următoarelor două cauze:

1. Ea poate fi datorită constituției deosebite a țărmului blocului Munților Apuseni, în diferitele sale regiuni. Anume, sedimentele care se formau în Basinul Șimlăului Silvaniei conțin o cantitate mult mai însemnată de material detritic cuarțos în comparație cu rocele care se depuneau în bazinele situate mai la S, unde țărmul consta în mare parte din calcare de vârstă mesozoică. Sedimentația mai intensă din regiunea de NW a Munților Apuseni se datora prezenței unui țărm format dintr'un Cristalin în mare parte alterat, în care eroziunea fiind ușoară, sedimentarea din interiorul basinului abia ținea pas cu adâncirea continuă a fundului său.

2. Cea de a doua cauză poate fi aceea că, prin stabilirea unei comunicații între Cuveta transilvană și Depresiunea panonică, prin așa numita Poartă a Someșului, a început să vină din spre E o mare cantitate de material detritic nisipos și argilos, erodat fie din regiunile cu roce de Fliș, fie din regiunile mai apropiate formate din Sarmațian, în care cercetările noi au descoperit strate cu grosimi considerabile.



Pentru aceste motive, în regiunea de NW a Munților Apuseni, Ponțianul se desvolta sub un facies de turbărie și de păduri ce creșteau în ținuturi mlăștinoase, facies care a dat naștere stratelor de cărbuni.

Analiza microscopică a lignitului de aci arată că el constă nu numai din plante arborescente, dar și din multe plante inferioare, întrucât cel mai adesea nu i se recunoaște niciun fel de structură lemnoasă.

Tot o consecință a faciesului de turbărie este și conținutul apreciabil de marcasită pe care îl conține lignitul. Marcasita se găsește numai foarte rar sub formă de concrețiuni mici. Cel mai adesea ea se prezintă sub forma unor cruste foarte subțiri, dar destul de frecvente, care apar fie pe suprafețele stratelor, fie mai ales pe crăpăturile perpendiculare ale acestora.

Marea dezvoltare pe orizontală, pe care o prezintă stratele de lignit, este datorită tocmai acestui facies de turbărie. Acest facies a determinat ca numărul stratelor de lignit să fie constant când este vorba de distanțe nu prea mari, iar grosimea lor să nu aibă variații însemnate.

În afară de acele patru localități amintite mai sus, lignitul apare la zi sau este cunoscut din puțurile de apă numai la adâncimi de 10—15 m în regiunile următoarelor sate: Botean, Săliște, Sacalasăul Vechi, Almaș, Tăuteu, Tria, Mișca, Popești, Cuzap, Vărzari, Varviz, Voivozi, Borumlaca, Dolea, etc.

În câteva regiuni (Valea Toapa și Valea Dernei la Derna, Valea Runcului și Valea Țiganului la Tătăruș, satul Botean lângă Teleagd, etc.) lignitul apare la zi în numeroase puncte.

Stratul de lignit din această ultimă localitate aparține unui orizont cu totul superior în care timp turburările au persistat și în regiunea de NW a Basiului Beiușului.

În general, însă, mai numeroase ca ivirile de lignit sunt ivirile de asphalt, care se întâlnesc pe cele mai multe văi și râpe din regiunile satelor Vărsău, Tătăruș, Derna și Budoi. Limita de dezvoltare estică a asfaltului a fost întâlnită la N de Cuzap, în Dealul Pleșa, dar cu o grosime numai de 20—30 cm.

Frecvența mai mare a ivirilor de asphalt, cu toate că acestea prezintă rezerve mult mai mici în comparație cu lignitul, este datorită următoarelor cauze: prima este faptul că lignitul s'a format într'un timp relativ scurt, anume în cea de a doua jumătate a depunerii complexului marnos al Ponțianului. În timpul depunerii complexului predominant nisipos al Pliocenului superior, lignitul nu se mai putea forma, sedimentația prea intensă suprimând condițiile necesare faciesului de turbărie.

În afară de aceasta, numeroasele alunecări, de altfel de mică importanță, ce se întâlnesc în regiune ca o consecință a suprapunerii unui complex predominant nisipos peste altul predominant marnos, au acoperit cele mai multe iviri de lignit.



Din contra, bitumenul aflându-se — după cum vom arăta și mai departe — în zăcământ scundar, el a impregnat toate stratele poroase întâlnite în complexul, în general marnos, al Ponțianului.

Cea de a doua cauză pentru care lignitul prezintă mai puține deschideri, este faptul că el se alterează foarte repede, sau că s'a aprins în mod spontan, dând naștere acelor argile coapte de care am amintit, în timp ce stratele de asfalt fiind mai rezistente la alterare, s'au putut păstra mai bine.

2. PLIOCENUL SUPERIOR

În continuitate de sedimentare peste complexul marno-nisipos, mai bogat în fosile, urmează o serie de strate predominant nisipoase, pe care urmează să le atribuim Pliocenului superior. Este foarte probabil că acestea nu corespond întregii jumătăți superioare a Pliocenului, totuși noi ne ferim de termenul de Dacian întrucât lipsesc fosile care să ne dovedească această vârstă.

Aceste strate sunt marcate către baza lor printr'o intercalație groasă numai de 2—3 m de o gresie foarte friabilă de culoare cenușie, care —privită sub lupă— arată mult material de origine eruptivă, în special hornblendă de culoare brună sau verde. Această gresie, întâlnită între altitudinile de 180—280 m, pare să aibă o răspândire generală în regiunea studiată. Ea a mai fost întâlnită de noi și în lucrările din anii trecuți, la Mierlău în Basinel Beiușului. Prezența acesteia stă în legătură cu una din fazele de erupțiuni de vârstă pliocen-superioară, cunoscute din Munții Apuseni.

Imediat deasupra nivelului cu material eruptiv, am găsit în mamelonul dela SW de Dornișoara singurul fosil din acest etaj, anume exemplare mari de *Unio wetzleri* SANDB.

În regiunea noastră gresia cu material eruptiv a fost întâlnită în deschideri mai mari și este mai bogată în minerale grele, în trei puncte: la W de satul Dornișoara (râpile dela N de dealul Pășunea), în capătul de N al satului Ciutelec, pe drumul spre satul Rara și în culmea dela N de satul Bălaia. Dar răspândirea ei este generală în bazinele râurilor Bărcău, Bistra și Ghiiepiș. Cercetările din trecut nu menționează niciuna.

Important de remarcat este că depozitele pe care noi le atribuim Pliocenului superior, nu apar pe mari suprafețe în imediata apropiere a zonei cristaline, ci aceasta vine în contact direct în special cu stratele de vârstă ponțiană, cu excepția câtorva petece de Pliocen superior care vin totuși în contact direct cu Cristalinul. Pliocenul superior se dezvoltă în consecință numai începând dela o distanță de câțiva km de marginea Cristalinului, pentru a ocupa suprafețe tot mai mari în spre interiorul basinului, unde până la sfârșit, reprezintă totalitatea rocilor de vârstă pliocenă. Această dezvoltare a Pliocenului superior



stă în legătură cu nivelul maxim de cca 600 m pe care l-au atins apele în acel timp, cu înclinarea stratelor în spre NW și cu eroziunea intensă care a avut loc către sfârșitul Pliocenului în regiunile de țărm ale Lacului panonian.

Pliocenul superior se desvoltă în cea mai mare parte la S de R. Bărcău, iar pe dreapta acestuia, el apare imediat la E de satul Sâniob sub forma unei fâșii lungi de câteva sute de metri, pe versantul de S al culmii Pădurea Berec. Grosimea sa totală pare a nu depăși 200 m, pe care o constatăm în dealurile dela răsărit de Oradea. Mai spre N, pe dreapta Bărcăului, Pliocenul superior este subțiat prin eroziune, la fel cum este cazul pe marginile răsăritene ale basinelui.

C) CUATERNARUL

În afară de terasele ce însoțesc pe versantul stâng râurile principale, Cuaternarul apare ca o regiune compactă în regiunea dela N de cursul inferior al Bărcăului. Acolo, el constă dintr'un loess argilos și micaceu, gros de peste 20 m, care se află deus peste o suprafață de eroziune. Culoarea acestuia este galben-roșcată, dar prin alterare devine roșu mai intens.

Intrucât loessul se află aci peste nisipurile Pliocenului superior, regiunile ocupate de el se caracterizează printr'o mare lipsă de apă potabilă. Sondaje de peste 100 m (Sân Nicolaul de Munte, etc.) n'au întâlnit-o.

Un alt punct, în care Cuaternarul apare sub aceiași înfățișare, dar numai pe o suprafață foarte mică, este marginea satului Săliște, pe dreapta Pârăului Vânătorului.

În linii generale, trebuie totuși să constatăm slaba dezvoltare a Cuaternarului de aci, în comparație cu acela din Basinul Beiușului, unde acest etaj ocupă aproape toate culmile, fiind dezvoltat sub formă de argile pestrice cu mici concrețiuni feruginoase. Sub formă de terase, el apare pe mari suprafețe pe versantul stâng al fiecăruia din cele trei cursuri principale ale regiunii.

D) ALUVIUL

Spre deosebire de constatările făcute de noi în Basinul Beiușului, unde depozitele aluvionare au o grosime numai de maximum 2 m, așa că albiile tăiate mai adânc ating depozitele pliocene, în regiunea studiată acum, grosimea Aluviului este ceva mai mare, astfel încât Pliocenul nu mai apare nici chiar în albiile a căror adâncime este de 4—5 m.

Marea grosime a depozitelor celor mai noi din regiunea de NW a blocului Munților Apuseni, stă în legătură cu scufundarea recentă suferită de părțile învecinate ale întinsei Câmpii panonice.



III. TECTONICA

Pe flancurile de W și de N ale Munților Apuseni se insinuează în spre interiorul acestora —îngustându-se dela W spre E, sau dela N spre S —un număr de cinci bazine de scufundare, umplute cu depozite de vârstă neogenă. Aceste cinci bazine tectonice, care sunt reprezentate astăzi prin bazinele râurilor Mureș, Crișul Alb, Crișul Negru, Crișul Repede și Bărcău-Crasna, corespund celor cinci golfuri pe care marea neogenă din depresiunea Dunării mijlocii le trimitea în interiorul Munților Apuseni. Astăzi aceste bazine sunt separate prin culmi de munți care se ridică până la o altitudine medie de 1000 m, respirându-se în evantaliu din Masivul Bihorului, ca centru.

Fiecare din aceste bazine este separat de munții înconjurători printr'un sistem de linii de falii, unele de vârstă miocenă și altele de vârstă pliocenă. Aceste falii nu pot fi observate decât foarte rar direct la suprafață din cauză că depozitele pliocene le-au depășit mult, așezându-se direct peste fundamentul cristalino-mesozoic.

Existența acestora se manifestă și în interiorul Cristalinului Munților Plopiș printr'un izvor de acid carbonic situat în regiunea dela W de fabrica de sticlă dela Pădurea Neagră, pe un mic afluent al Pârâului Bistra, ce coboară din D. Fețele Băieșilor. Un alt izvor de CO_2 se află nu departe de limită Cristalin-Pliocen, pe Valea Budoilui, în capătul de W al satului cu același nume.

Faliile dealungul cărora a avut loc scufundarea acestor bazine prezintă, cel mai adesea, un traseu în zigzag. Această se observă mai ales în regiunea dintre Derna și Budoil, unde, în interiorul Pliocenului, intră un pinten de Cristalin, care —plecând din regiunea satului Sacalașul Nou —se îndreaptă în spre N până în mamelonul cu altitudinea de 300 m, numit Măgurița Dămbului.

Denivelarea pe care a suferit-o fundamentul cristalin dealungul acestor falii trebuie să fie foarte mare, putând ajunge la cifra de 1000 m, întrucât Cristalinul nu apare sub formă de insule în interiorul Pontianului pe marginile Munților Plopiș și nici în sondajul de 600 m dela Tria.

Sistemele de linii de falii care separă aceste bazine de scufundare de Munții Plopișului se întâlnesc două câte două formând câte un unghi în următoarele regiuni: Tătăruș, Derna, Voivozi, Vărzari și Porți. Dintre acestea, cea mai importantă este întretăierea dela Tătăruș, unde noi atribuim prezenței ei, acel maximum de acumulare de bitumen ce se constată acolo. Marca îmbogățire în bitumen (până la 22%), pe care o prezintă asfaltul dela Tătăruș, o găsim comparabilă cu maximum de temperatură și debit, pe care îl posedă izvoarele dela Băile Episcopoști în comparație cu alte izvoare termale din cuprinsul Basinului Beiușului. Izvoarele termale dela Băile Episcopoști sunt situate la



întreținerea puternicelor sisteme de linii de falii care separă Munții Pădurea Craiului, de depresiunile neogene situate la N și S de ei.

Problemele tectonice, care se pun în interiorul depozitelor pliocene, sunt de aceeași minimă importanță ca acelea pe care le-am putut constata în bazinele neogene situate mai la S. Într'adevăr și în acest basîn, Pliocenul prezintă numai înclinări de 5° până la maximum 10° în spre W, N sau NW, mulându-se pe marginile fundamentului.

Aceste căderi par a prezenta numai înclinarea originală pe care o posedau sedimentele de pe fundul mării pliocene. Regiunea n'a fost, deci, supusă nici aci — cum de altfel este cazul pentru toată marginea de W a Munților Apuseni — unor presiuni laterale care să producă o cât de slabă undulare a stratelor.

Totuși numeroasele sondaje, în general superficiale, executate în regiunea satului Budoi, au arătat că stratul de lignit principal cunoscut în prezent de acolo, nu prezintă o înclinare constantă în spre interiorul basînului, ci el posedă și unele slabe undulațiuni. Profilele care se pot face pe baza datelor din sondaje din regiunea Budoi, arată că stratele de lignit sunt foarte slab ondulate în toate sensurile. Noi atribuim aceasta, conformației fundului Lacului pliocen.

Acestei tectonice liniștite, cât și faciesului tot mai marnos al Pliocenului, pe măsură ce este vorba de regiuni mai vestice, i se datorește prezența pânzelor de apă arteziană din regiunea dela W de Munții Apuseni. Aceste pânze alimentează localitățile din regiunea de câmpie și de dealuri joase, dar ele au fost întâlnite și în regiunile mai apropiate Cristalinului Munților Plopiș. Astfel în afară de numeroasele puțuri arteziene existente de mult timp în regiunea Diosig-Săcuieni și cele mai noi din șesul Bărcăului, la Salard și Sântimreu, apă arteziană se mai cunoaște și la Balc, la fosta herghelie. Deasemenea am fost informați că forajul executat înainte de primul război mondial la Tria, conținea apă arteziană cu o presiune foarte mare.

Mai interesantă decât această undulare este falierea pe care au suferit-o depozitele pliocene. Falii de mică importanță (10—40 cm) pot fi întâlnite la zi în câteva puncte mai ales în regiunea satului Sacalasăul Vechi. Alte falii sunt cunoscute din galeriile diferitelor mine. Așa, de pildă, în mina Stalin dela Tătăruș se poate vedea o falie cu deplasarea de 50 cm. O altă falie, cu o deplasare egală, există în mina Mariana dela Budoi.

Alte falii mai importante ca deplasare n'au putut fi observate de noi. Totuși ele există, întrucât pe un profil al exploatării de asfalt dela Bacaștau (N de Derna) este figurată o falie cu deplasarea de 10 m, ceea ce nu este deloc exclus deoarece acea mină se află în imediata apropiere a pintenului de Cristalin, care, venind dinspre S, înaintează până la mamelonul Măgurița Dâmbului.

Numeroase falieri, mici sau mari, existente în depozitele pliocene de aci, sunt în legătură, foarte probabil, cu centrul de scufundare de vârstă cuaternar-



superioară din regiunea cotului Tisei, din Ungaria de NE, centru care a jucat și mai joacă încă un rol asemănător centrului de scufundare de aceeași vârstă dela curbura de SE a Carpaților, situat între Focșani și Galați.

Cercetările geofizice și forajele din ultimii ani au dus la rezultatul că în regiunea cuprinsă între Diosig și Parhida, Cristalinul se ridică în spre suprafață, aflându-se la adâncimea de aprox. 1000 m. Această ridicare pare a fi o continuare a structurii care prelungește în spre apus terminarea vestică a Cristalinului Munților Plopiș. Pentru regiunea de W a acestei structuri forajele au putut dovedi existența Tortonianului și a Sarmațianului, ambele însă cu grosimi relativ reduse.

În regiunea de SE a structurii Diosig-Parhida și anume urmărind aproximativ cursul Bărcăului, începând dela Tămășeu în spre Marghita, se constată existența unei depresiuni care se lărgeste și se adâncește în spre NE. În această depresiune, Cristalinul ar putea să se afle începând dela adâncimi inferioare cifrei de 1500 m.

Desigur că nu este o simplă întâmplare că tocmai în această regiune, în care fundamentul prezintă o oarecare variație, puțurile arteziene — dealtfel destul de numeroase în câmpia din regiunea de apus a țării — scot la iveală borviz dela adâncimi numai de 40—150 m (Tămășeu, Sălard, Sântimreu). Aceasta este o dovadă că pe structurile citate este faliat însăși Ponțianul marnos pentru a da posibilitatea bioxidului de carbon să se ridice în stratele din apropierea suprafeței.

Deosebit de important de remarcat este că unul din aceste izvoare de borviz, acela dela Sântimreu, aduce la suprafață în mod intermitent și gaze cu miros de bitumene. Lipsa lignitului la Sălard confirmă existența faliilor.

În trăsături cu totul sumare, profilul forajului făcut în centrul Comunei Sălard pentru aprovizionarea cu apă potabilă este următorul:

0— 6 m argile aluviale,

6— 8 m nisip, argilă și pietriș cuaternar.

Urmează Ponțianul, în care nu s'a găsit nicio urmă de fosil.

18— 40 m marne și nisipuri,

40— 40,5 m pietriș cu gaze (CO_2),

40,5— 49 m marne și pietrișuri,

49—106 m marne cu câteva orizonturi nisipoase,

106—117 m nisipuri și gresie,

117—120 m complex predominant marnos cu gaze (CO_2),

120—123 m marne cu nisipuri cu gaze (CO_2),

123—149 m complex predominant marnos,

149—150 m nisipuri cu gaze (CO_2),

150—154,5 m argilă și nisipuri.



Este de remarcat marea presiune a bioxidului de carbon din toate orizonturile întâlnite. CO_2 amenință ca și acest foraj să se înfunde, cum a fost cazul cu cele două puțuri arteziene mai vechi, situate în imediată apropiere.

În ceea ce privește tectonica depozitelor pliocene din interiorul basinului, ea este cât se poate de simplă, fiind reprezentată prin strate care înclină numai câteva grade în spre W, NW sau SW, după cum se află în largul basinului, la N sau la S de insula de Cristalin a Munților Plopiș.

Abia după încheierea manuscrisului acestei lucrări am putut lua cunoștință de lucrarea lui L. Lóczy, care, pe baza rapoartelor preliminare primite de la geologii însărcinați cu cartarea regiunii, ajunge la concluziuni absolut identice cu ale noastre. Anume, hidrocarburile ar fi probabil de vârstă paleogenă, de unde ele s'ar fi ridicat pe falile dintre Cristalin și Pliocen. Lóczy insistă că în orice caz Pontianul nu poate fi considerat ca rocă-mamă a hidrocarburilor din această regiune.



BIBLIOGRAFIE

- BETHLEN G. A. A bihar-szilagyé Rézhégyseg éjszaki peremének földtani esöslénytani viszonyai. *Földtani Szemle mellékete*, Budapest 1933.
- BÖCKH H. Kurzer, zusammenfassender Bericht über die Ergebnisse der in den Jahren 1911/12, durchgeführten Untersuchungen des Erdgasvorkommens des Siebenbürgischen Beckens. *Bericht über die Resultate der bisher zur Erforschung des Erdgasvorkommens* etc, II, Budapest 1913.
- MATEESCU ȘT. Date noi asupra structurii geologice a depresiunii Zalăului. *Rev. Muz. Geol.-Miner. Cluj*, II, Cluj 1927.
- MÁTYÁSÓVSKY I. Bericht über die geol. Aufnahmen im Bükk- und Rézgebirge im Sommer 1882. *Jahresber. d. k. ung. geol. R.-A. f. 1882*. Budapest 1883.
- Bericht über die geol. Detailaufnahmen am NW—Ende des Rézgebirges, in der Gegend zwischen Nagy-Bárod u. Felső-Derna. *Jahresber. d. k. ung. geol. R.-A. f. 1884*, Budapest 1885.
- HAUER FR. Über die geol. Beschaffenheit des Körösthales im östl. Theile des Bihar Komitates. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* III, Wien 1852.
- JEKELIUS E. Das Pliozän und die sarmatische Stufe im mittleren Donaubecken. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. 22, București 1943.
- Die Parallelisierung der Pliozänen Ablagerungen Südosteuropas. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. 17, București 1935.
- LÓCZY L. Directionsbericht über die Tätigkeit der kgl. ungar. geolog. Anstalt im Jahre 1943, *Jahresbericht f. 1943*. Budapest 1945.
- PAUCĂ MIRCEA. Le bassin néogène de Beiuș. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. 17, București 1935.
- Die vorpontische Erosion am Ostrand der pannonischen Senke. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. II, București 1934.
- Sur la nature de la mer pontienne de l'intérieur et de l'extérieur des Carpates. *C. R. Ac. Sc. Roum.* Vol. I, Nr. 2, București 1936.
- POSEWITZ TH. Petroleum und Asphalt in Ungarn. *Jahrb. d. k. ung. geol. R.-A.*, XV. Budapest 1907.
- Das Asphaltvorkommen im Bihar Komitat. *A. Bányá*, I, 13, Budapest 1908.
- ROTH TELEGD K. Die Nordost- und Südseite des Rézgebirges. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. R.-A. f. 1912*, Budapest 1913.
- Die Asphalthaltige Lignitbildung zwischen Derna und Bodonos. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. R.-A. f. 1917—24*, Budapest 1934.
- Fortsetzungsweise Reambulierung des Rézgebirges. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. R.-A. f. 1913*, Budapest 1915.



- STRAUSZ L. Pannoniai fauna Dernerol és Tatarosrol. *Beszamolo a M. Kin. Föld. Intézet*, Vol. V. 1941 Budapest.
- Das Pannon des mittleren Westungarn. *Annales Hist. Nat. Musei Nationales hungarici* XXXV, Budapest 1942.
- SZONTAGH TH. Geologische Studien in der Umgebung von Nagy-Károly, Ér-Endréd, Margita und Szalard. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f.* 1888, Budapest 1889.
- Geologische Studien in der Umgebung von Grosswardein. *Földt. Közl.* XXIII Budapest 1889.
- Asupra zăcămintelor de asfalt din Jud. Bihor (ungurește). *Banyasz. és. Kohasz. Lapok.* 1897.
- WOLF H. Bericht über die geologische Aufnahme im Körösthale. *Jahresb. d. k. k. geol. R.-A.* Bd. XIII, Wien 1863.
-



STRUCTURA GEOLOGICĂ A DEPRESIUNII ABRUD

DE

MIRCEA D. ILIE

TABLA DE MATERII

	<u>Pag.</u>
I. <i>Descrierea geologică și petrografică</i>	40
A) Șisturile cristaline	40
B) Jurasicul superior	41
C) Cretacicul	44
1. Valanginian-Hauterivian (Strate cu Aptychus)	44
Descrierea aflorimentelor	45
Descrierea petrografică	47
Fauna	48
Faciesurile	49
Aspecte paleogeografice în timpul Neocomianului	51
Raporturi tectonice	52
2. Barremian-Aptian	53
Caractere paleontologice	56
Discuțiuni asupra vârstei	57
Faciesurile și paleogeografia în timpul Barremian-Aptianului	58
Caractere generale	60
3. Albian-Vraconnian	61
Descrierea aflorimentelor	61
Caractere paleontologice	62
Faciesuri	62
4. Cenomanian	64
Descrierea petrografică	64
Fauna	66
Raporturi stratigrafice	67
Raporturi tectonice	68
Transgresiunea cenomaniană	68



	Pag.
5. Turonian-Senonian	69
Descrierea petrografică	70
Fauna	72
Discuțiuni asupra vârstei	75
Faciesuri	76
Aspecte paleogeografice	78
Regiunea de subsidență Abrud	79
Tectonica	81
D) Miocen (Tortonian)	82
Descrierea petrografică	82
Faciesuri și vârstă	83
E) Rocel efuzive terțiare	84
Istoric	84
Răspândire	85
1. Descrierea petrografică	87
Riolite	87
Dacite	89
Daco-andesite	90
Andesite	90
2. Fazele de erupție	93
3. Raporturile rocelor efuzive cu Sedimentarul	98
4. Mineralizațiile	99
II. Tectonica	100
A) Șisturile cristaline	100
B) Ofiolitele	101
C) Calcarele jurasice	102
D) Seria autohtonă	105
E) Tectonica mesocretacică	107
F) Tectonica terțiară	108
Bibliografie	113

Depresiunea Abrud cuprinde relieful colinar din vecinătatea localităților Abrud—Bucium—Roșia precum și regiunile înconjurătoare. Ea nu reprezintă numai o depresiune geografică ci are sensul unei depresiuni paleogeografice, care a funcționat în tot timpul Cretacului și a durat până în Miccen, reducându-și treptat întinderea. Este cuprinsă între Cristalinul Muntelui Mare la N și depozitele barremian-apțiene din regiunile Vulcan—Valea Dosului și Mogoș la S, E și W.

Din punct de vedere orografic se distinge: un relief înalt cu o serie de platforme de eroziune, ce aparțin fundamentului cristalin, relieful zonei cretacice ușor ondulat și modelat de suprafețele de eroziune inferioare celor de pe Cristalin și un relief accidentat și desordonat datorit erupțiilor vulcanice.

Rețeaua hidrografică aparține cursurilor a trei văi principale: Ampoiul, Arieșul și Crișul Alb. Faptul că regiunea cercetată se află în bazinele de recepție



ale acestor văi și nu există o rețea paralelă și dispusă ortogonal pe direcția stratelor, constituie o dificultate în lucrările de cartografie geologică.

Depresiunea Abrud este străbătută în toate sensurile de comunicații importante și prezintă regiuni miniere ce au atras pe cercetători, însă un studiu geologic detaliat și o descifrare a tectonice nu există până în prezent. Cauzele acestei lipse sunt: asemănările între tipurile de roce ce aparțin la subdiviziuni de vârstă diferită; rocele efusive care ocupă suprafețe întinse și deranjează continuitatea sedimentelor; lipsa de fosile care a făcut ca descifrarea stratigrafiei să întârzie. Deformările tectonice nu au putut fi rezolvate decât prin soluționarea problemelor structurale ale întregii catene.

Materialul bibliografic referitor la regiunea Abrud, arată trei faze principale în dezvoltarea cercetărilor geologice.

Faza cercetărilor petrografice și miniere a fost începută de F. S. BEUDANT (4), care a studiat regiunile aurifere din Transilvania în cadrul unei vaste monografii ce cuprinde și Slovacia centrală. Din această primă fază fac parte lucrările efectuate de FICHEL, REICHENSTEIN, HAUER și STACHE, COTTA, POSEPNY, G. TSCHERMAK, C. DOELTER, C. PRIMICS, B. INKEY, A. GESELL, M. PÁLFI și I. BÁNYAI.

Faza cercetărilor stratigrafice este inaugurată prin lucrarea lui HAUER și STACHE intitulată « Geologie Siebenbürgens ». În capitolele: Baia de Arieș, Baia de Arieș-Câmpeni, Roșia, Bucium-Detunata, Vulcoi și Dealul Vulcan, autorii au descris primele date stratigrafice referitoare la regiunea noastră.

Pe lângă descrierea șisturilor cristaline, sunt menționate « conglomeratele și gresiile carpatice » dezvoltate între localitățile Baia de Arieș și Câmpeni precum și dovezile paleontologice pentru precizarea vârstei gresiilor dela Cărnăc și a calcarelor dela Bucium Izbita și Valea Cerbului. Deasemenea au fost citate gresiile carpatice și șisturile argiloase negre dela Vulcoi precum și calcarele dela Vulcan, pe care le-au atribuit Cretacului din cauza poziției lor superioare față de depozitele de Fliș.

Între anii 1900—1910 M. PÁLFI (58—68) a executat ridicări geologice pe foaia Abrud (scara 1:75.000), publicând note anuale cu observații de teren. La început, toată succesiunea depozitelor cretaceice a fost atribuită Cretacului superior după faunele identificate la Vidra, Sohodol și Borzești. Revenind asupra acestor prime considerații, a admis existența Cretacului inferior în partea de S a Abrudului. O bună parte din calcarele cretaceice au fost considerate drept « klippe » jurasice.

FILTSCH (14) și K. MÜCKE (56) au urmărit problema orizontării Cretacului, prezentând dovezi paleontologice în sprijinul existenței depozitelor



cretacice inferioare, dar nu au reușit să carteze separat Cretacicul superior și Cretacicul inferior.

Orizontarea Cretacicului a format și obiectul lucrării lui M. SOCOLESCU și P. GHIȚULESCU (87), care au întocmit o hartă geologică pe care au încercat să reprezinte toate subdiviziunile Cretacicului.

Stratigrafia regiunii Abrud a rămas, cu toate încercările diferiților autori, o problemă nerezolvată în ansamblul său.

Faza cercetărilor tectonice s'a manifestat, ca dealtfel pentru întreaga unitate geologică a Munților Apuseni, prin lucrările lui I. P. VOITEȘTI (96), L. KOBER (48) și L. MRAZEC (55). Acești autori s'au ocupat de probleme tectonice generale ce nu interesează direct regiunea Abrud. P. ROZLOZNIK a trasat o linie tectonică importantă, care trece prin regiunea Abrud.

I. DESCRIEREA GEOLOGICĂ ȘI PETROGRAFICĂ

A) ȘISTURILE CRISTALINE

Regiunea noastră cuprinde șisturi cristaline pe suprafețe reduse dar cu caractere petrografice și raporturi tectonice interesante. Ele se întâlnesc în partea de NE a regiunii la Geamăna-Vința și în partea de NW la Sohodol-Peleș.

Primele descrieri se datorcă lui HAUER și STACHE, care au cercetat șisturile cristaline din lungul Văii Arieșului, ce apar între Baia de Arieș și Câmpeni. Lui M. PÁLFI se datorește prima reprezentare cartografică și primul profil geologic prin șisturile cristaline dela Geamăna-Vința.

Șisturile cristaline cuprinse în harta noastră aparțin la două unități geografice deosebite: Munții Gilăului și Munții Bihor. Din punct de vedere geologic, ele reprezintă două unități tectonice diferite: Pintenul cristalin Baia de Arieș și Pintenul cristalin Sohodol-Peleș.

La alcătuirea Pintenului Baia de Arieș iau parte următoarele tipuri de roce: șisturi cu muscovită și biotită, șisturi cu muscovită și grenat, cuarțite albe, cuarțite negre cu biotită, amfibolite, pegmatite, pegmatite cu turmalină și calcare cristaline. Această suită de roce cu metamorfism ridicat aparține marginii de E a Munților Gilăului și se continuă pe marginea nord-vestică a Munților Trascăului, unde a fost descrisă sub numele de «Seria de Vârfuiata» (23).

Aparițiile de șisturi cristaline din axul catenei muntoase, care reprezintă continuarea pe sub geosinclinalul Flișului cretacic a Pintenului de Arieș, indică o descreștere gradată a metamorfismului dela W către E.

Șisturile cristaline grenatifere din insula dela Oncești corespunde unui metamorfism mesozonal, echivalent cu «Seria de Vidolm» din masivul cristalin al Trascăului, iar cele dela Brădești-Râmeți corespund seriei filitice epizonale denumită «Seria de Trascău» (23).



Raporturile Pintenului cristalin dela Baia de Arieș cu depozitele sedimentare sunt normale. Neocretacicul este dispus discordant pe fundamentul cristalin. Șisturile cristaline nu indică șariajele bilaterale recunoscute pe versanții Munților Trascăului. Intre Sălciua de Sus și Geamăna, Pintenul Baia de Arieș se afundă periclinal sub depozitele neocretacice. M. PÁLFI a considerat această unitate ca un bloc încadrat de falii, fapt neconfirmat de observațiile de teren.

Pintenul Sohodol-Peleș cuprinde tipuri de roce reduse la număr însă cu dispoziție geometrică interesantă.

Calcarele cristaline se dezvoltă sub forma unei zone largi, orientată E—W, care începe din dreptul localității Câmpeni și se întinde la Sudul Văii Arieșul Mic către localitatea Vidra. Ele se prezintă în bancuri puternice, sunt de culoare albă și cenușie și au grăuntele mare. După aceste caractere aparțin seriei cata-mesozonale; calcarele cristaline epizonale au bobul fin.

În baza lor, se dezvoltă faciesul filitic, reprezentat prin următoarele tipuri de roce: șisturi sericitoase, șisturi cloritoase și filite grafitoase.

Rocele epizonale, dezvoltate în V. Arieșul Mic, au o tectonică simplă, prezentând căderi monoclinale sudice. La partea superioară însă ele suportă calcarele cristaline de tip cata-mesozonal, ceea ce a făcut să se admită prezența unui șariaj important, rezultat din suprapunerea inversă a complexelor cu cristalinitate diferită.

Lipsa depozitelor mesozoice pe suprafața de încălecare și care se găsesc bine dezvoltate în cuvertură, face să considerăm vârsta hercinică a șariajului.

Depozitele neocretacice se dispun discordant și se întâlnesc ca petece de transgresiune avansate mult în interiorul masei cristaline.

Poziția normală a Cretacicului superior față de șisturile cristaline se cunoaște și pe întreaga margine sudică și estică a Munților Gilăului.

Șisturile cristaline din axul Munților Trascăului, au jucat rol de cordilieră în tot timpul Cretacicului și au fost influențate puternic de tectonica alpină mesocretacică și laramică.

La Sohodol, se constată la o scară redusă o ușoară încălecare a unui solz de calcare cristaline peste Neocomian.

B) JURASICUL SUPERIOR

Calcarele albe recifale de tip Stramberg, cunoscute în bibliografie sub denumirea de calcare tithonice, care se dezvoltă în Munții Bihorului pe o suprafață întinsă, se întâlnesc în regiunea Abrud sub forma de petece izolate și de rămășiți variabile, situate în mijlocul depozitelor de Fliș cretacic.

Primele determinări paleontologice sunt cunoscute din lucrarea de sinteză a lui HAUER și STACHE asupra geologiei Transilvaniei. Este de menționat faptul



că deși acești autori au recunoscut în toate unitățile mari geologice Calcarele de Stramberg, au considerat calcarele jurasice dela Vulcan, din cauza poziției tectonice curioase, de vârstă cretacică (23).

Descrierea faunei dela Cetea, datorită lui FR. HERBICH (2), a faunei dela W Brad și Bulbuc (Zlatna) făcută de K. PAPP, a resturilor de *Diceras* și *Nerinea* din Munții Trascăului (L. R. TELEGD) și a faunei dela Bulzești (P. ROZLOZNIK) a contribuit la precizarea vârstei jurasice superioare a calcarelor recifale răspândite pe întreaga suprafață a Munților Metaliferi.

Cartarea acestor calcare a întâmpinat dificultăți din cauza asemănării lor cu cele cretacice și a tectonice speciale ce le a influențat.

În regiunea Abrud, calcarele jurasice superioare alcătuiesc masa impozantă și pitorească dela Vulcan și Brădișor, care ocupă cotele cele mai înalte, sau formează petelele dela Piatra Conțului, Plaiul Boteș și Dușu. Descrierea petrografică a acestor calcare a fost făcută de noi cu altă ocazie (23).

Resturile organice, deși rare, au fost suficiente pentru lămurirea vârstei calcarelor jurasice, ce se pot ușor confunda cu cele cretacice.

Primele fosile sunt citate de HAUER și STACHE, care au menționat coralieri ca genul *Lithodendron* în calcarele dela Bucium Izbita precum și următoarele organisme colectate în calcarele din V. Cerbului: *Terebratula perovalis* (?), fragmente de *Pecten* și *Nerinea*.

K. MÜCKE (56) s'a ocupat în mod special de « klippele » din regiunea Abrud, distingând pe baze paleontologice « klippele » jurasice de blocurile jurasice remaniate în Cretacul inferior.

În calcarele jurasice (Tithonic superior) dela Plaiul Boteșului a determinat formele următoare:

Pedina michelini COTTEAU aff.

Terebratula moravica GLOCKER

Terebratula haidingeri SUESS

Lima sp.

Exogyra sp.

Mytilus sp.

Amphiastrea basaltiformis ETALLON

Latimaeandra seriata BECKER.

Rhabdophyllia disputabilis OGILVIE

Rhabdophyllia hexameralis K. MÜCKE

Aplosmilium irregularis K. MÜCKE

Sphaeractinia sp.

Plagioptychus sp.



Calcarele brecioase dela Bucium Izbita le-a considerat ca prezentând blocuri remaniate din Jurasic, în care a determinat formele întâlnite în calcarele jurasice dela Bucium Plaiu:

Amphiastrea basaltiformis ETALLON

Latimaeandra seriata BECKER

Sphaeractinia sp.

Plagioptychus sp.

Același autor a identificat în calcarele dela Piatra Conțului (Bucium Izbita) coralierul *Rhabdophyllia disputabilis* OGILVIE (BECKER sp.) *Rhabdophyllia hexameralis* K. MÜCKE și *Aplosmilium irregularis* K. MÜCKE.

În calcarele dela Vulcan, K. PAPP a descris fragmente de *Diceras* și *Nerinea* precum și următorii coralieri: *Stromatopora*, *Ellipsactinia* și *Cladophyllia*.

K. PAPP (72) a menționat forme ce se întâlnesc în Kimmeridgian și Tithonic și pe care le-a găsit în calcarele jurasice din regiunea Abrud—Bucium.

La Roșia Montană, în calcarele jurasice din galeria principală a statului Z. GLÜCK a găsit următoarele resturi organice:

Nerinea sp.

Diceras sp.

Terebratula bilimeki SUESS

Terebratula bisuffarcinata SCHLOTH.

Terebratula reticulata SCHLOTH.

Terebratula battogliai GEMM.

Pecten cordiformis GEMM. și DI BLOSI

Pecten limniformis GEMM. și DI BLOSI

Raeta cf. *coatteaui* LORIO

La Bucium Izbita (Piatra Conțului), K. PAPP a determinat speciile următoare:

Ellipsactinia ellipsoidea STEINM.

Isastrea bernensis ETALLON

Terebratula moravica GLOCKER

Hinnites subtilis BOEHM.

Pecten oppeli GEMM. și DI BLOSI

În calcarele dela Bucium Ceibu (cota 1089), K. PAPP a identificat fosilele următoare:

Ellipsactinia ellipsoidea STEINM.

Latimaeandra soemmeringi GOLDF. (= *Agaricia* QUENST.)

Nerinea wosinskiana ZEUSCHN.



În timpul cercetărilor noastre am colectat resturi de Coralieri în partea de NE a Muntelui Vulcan și în calcarele dela Valea Satului.

C) CRETACICUL

Problema orizontării Cretacicului din Depresiunea Abrud a fost urmărită în diferite ocazii fără ca să se poată ajunge la rezultate satisfăcătoare.

M. PALFY s'a ocupat în mod special cu depozitele cretacice cuprinse pe foaia topografică Abrud (scara 1:75.000). Cunoscând numai faunele neocretacice dela Vidra, Sohodol și Borzești a considerat toate depozitele cretacice ca aparținând Cretacicului superior.

K. MÜCKE și FILTSCH identificând Orbitolinele dela S de Abrud, au demonstrat și existența Cretacicului inferior și totdeodată s'a pus problema separării cartografice a Cretacicului inferior de Cretacicul superior. Încercarea lui MÜCKE de a separa cele două mari subdiviziuni cretacice constă în trasarea unei limite de demarcație paralelă cu rețeaua hidrografică: pe fundul văilor figura Cretacicul inferior iar pe versanții și culmile intermediare Cretacicul superior.

Pe harta geologică imprimată (1927) de Institutul Geologic al României (scara 1:1.500.000) limita de separare între cele două subdiviziuni cretacice trece pela N de Abrud, ca și pe harta geologică a Transilvaniei la scara 1:500.000 (Budapesta 1931). Această limită stratigrafică figurează pe schița de hartă a Munților Metaliferi a lui P. ROZLOZSNIK ca o linie de importanță tectonică.

Recent (87) s'a încercat orizontarea detaliată a Cretacicului din regiunea Abrud, separându-se cartografic toate subdiviziunile, iar descrierile au fost făcute sub denumiri locale. Observațiile de teren nu justifică însă separațiile diferitelor etaje.

Analizând situația paleogeografică a Munților Metaliferi am putut identifica în regiunea Abrud o zonă de subsidență maximă. Pornind dela această constatare am dedus posibilitatea unei dezvoltări complete a Cretacicului într-o regiune depresivă a geosinclinalului care a funcționat tot timpul Cretacicului și a continuat pe o scară mai redusă în timpul Miocenului.

Cercetările noastre de teren executate în anii 1948 și 1949 au confirmat existența zonei subsidente dela Abrud și am ajuns la determinarea următoarei succesiuni stratigrafice: Valanginian-Hauterivian, Barremian-Aptian, Albian-Vraconian, Cenomanian și Turonian-Senonian.

1. VALANGINIAN-HAUTERIVIAN (STRATE CU APTYCHUS)

Stratele cu *Aptychus* formează cheia de boltă a orizontării Cretacicului inferior din Munții Metaliferi.



Prima lor distincție s'a făcut în Munții Trascăului, unde desenează sinclinale puternic pensate în masa șisturilor cristaline sau prinse sub marginea estică a masivului cristalin.

Între V. Stremțului și V. Ampoiului, Stratele cu *Aptychus* alcătuiesc câteva anticlinale ce apar în mijlocul Barremian-Aptianului.

În regiunea Zlatna ele trec în interiorul catenei, rezemându-se normal pe fundamentul eruptiv triasic.

În regiunea Abrud au fost identificate, în anul 1948, la Bucium Cerbu, după caracterele petrografice și un rest de *Aptychus*. Identificarea lor ne-a pus în situația de a face orizontarea Cretacicului pe altă bază decât aceea utilizată de cercetătorii precedenți.

Valoarea stratigrafică a Stratelor cu *Aptychus* este astfel demonstrată pe întreaga catenă a Munților Metaliferi.

În Munții Drocei au putut fi identificate după exemplarele colectate de V. C. PAPIU, într'o serie cretacică greu de orizontat.

Descrierea aflorimentelor. Stratele cu *Aptychus* ocupă suprafețe restrânse, însă suficiente pentru lămurirea stratigrafiei și tectonice. Au fost determinate pe teritoriul următoarelor localități: Bucium Izbita, Bucium Sat, Bucium Cerbu, Buninginea și V. Crișului.

La Bucium Izbita, ele se întâlnesc pe V. Izbicioarei și Plaiul Boteș.

În V. Izbicioarei, Valanginian-Hauterivianul se observă în două puncte distanțate între ele la circa 200 metri. Primul afloriment se află pe malul drept a Izbicioarei aproape de confluență și este reprezentat prin trei anticlinale strânse, dezvoltate, pe o distanță de 40 metri, în mijlocul depozitelor barremian-aptiene.

Tipurile de roce întâlnite aci sunt: marne calcaroase cenușii-verzui, calcare marnoase și șisturi argiloase cenușii-verzui sau violacee cu blocuri de calcare și gresii puternic diaclazate.

Anticlinalele de Strate cu *Aptychus* au șarnierele denivelate, cea mijlocie fiind mai ridicată. Ele sunt învăluite în depozitele barremiene, formate mai ales din calcare organogene, care la rândul lor suportă șisturile argiloase albiene. Căderile stratelor sunt vestice și variază între 45° — 75° (fig.1).

Întreg complexul neocomian este puternic cutat și se prezintă ca o manifestație de fundament.

Continuarea Stratelor cu *Aptychus* pe versantul stâng al Izbicioarei nu se poate constata din cauza terenului acoperit de pădure și fânețe.

Al doilea afloriment de pe Izbicioara (fig.2) se află pe malul stâng, la cca 200 m față de primul, în marginea drumului ce conduce spre Vulcoi-Corabia. Aci, Valanginian-Hauterivianul are o constituție omogenă, fiind reprezentat



prin calcare marnoase albe-cenușii cu spărtura neregulată, așchioasă, având concrețiuni mici limonitoase, ce dau naștere, prin alterație, unor petece ruginii. Deasemenea, se observă calcare cenușii-cafenii, străbătute de diaclaze foarte fine și marne calcaroase cenușii-negricioase cu aceleași concrețiuni limonitoase.

Depozitele sunt redresate puternic și desenează un anticlinal cu flancurile distincte. Pe flancul estic stratele indică direcția $N 5^{\circ} E$ și înclinarea $75^{\circ} W$.

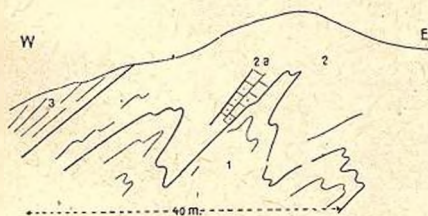


Fig. 1 — Anticlinalele de Strate cu *Aptychus* dela Bucium Izbita.

1, Strate cu *Aptychus*; 2, Barremian-Aptian; 2a, Calcare barremiene.

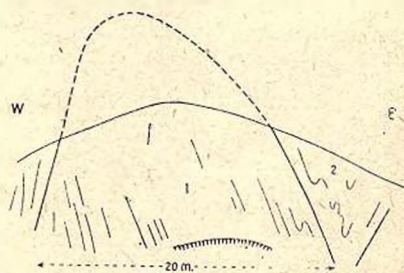


Fig. 2 — Anticlinalul de Strate cu *Aptychus* din V. Izbicioara.

1, Strate cu *Aptychus*; 2, Barremian-Aptian.

Al treilea afloriment de Strate cu *Aptychus* dela Bucium Izbita se află pe Plaiul Boteșului. Se dezvoltă sub forma a două benzi înguste, prima la altitudinea de 800 m și a doua la 1000 m, în vecinătatea cotei 1044 m. Sunt reprezentate prin marne calcaroase în plăci, cenușii-verzui, caracteristice, și calcare cenușii cu pete verzui învăluite în șisturi argiloase satinat și calcare barremiene.

Ambele aflorimente din Plaiul Boteșului, cu aspectul unor intercalații stratigrafice, reprezintă două anticlinale înclinate spre E și adânc pensate în depozitele barremiene.

Bucium Sat. La intrarea de E în localitatea Bucium Sat, Stratele cu *Aptychus*; reprezentate prin calcare marnoase cenușii-verzui fin diaclazate, formează șarniera unui anticlinal, dezvoltată pe o distanță de 3 m. Acest afloriment se află pe flancul vestic al sinclinalului albian și apare simetric față de primul afloriment dela Izbicioara.

Bucium Cerbu. Pe malul drept al Văii Cerbului, lângă pepiniera silvică, am identificat primele Strate cu *Aptychus* din regiunea Abrud (fig. 3). Tipurile de roce întâlnite aci sunt dintre cele mai caracteristice și anume: calcare marnoase albe-cenușii și marne calcaroase cenușii-verzui sau violacee, necutate și prevăzute cu liaclaze rare. Aci, am colectat un exemplar complet de *Lameilaptychus*.

Pe Culmea Popesele se observă continuarea spre N a Valanginian-Hauterivianului sub forma unui anticlinal ce a străbătut și depozitele albiene.

La S de V. Cerbului, Stratele cu *Aptychus* se află sub forma de blocuri răspândite la suprafața terenului ocupat de semănăturile dela Dâmbul Flăorei. Relațiile lor cu rocele înconjurătoare nu se pot observa, dar pare că avem aface cu aceleași condiții de dezvoltare ca și la Popesele. Prezența lor dovedește

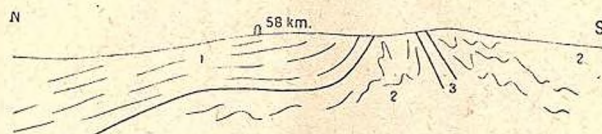


Fig. 3. — Profil geologic din V. Cerbului.

1, Albian-Vraconnian; 2, Barremian-Aptian; 3, Valanginian-Hauterivian.

extinderea Valanginian-Hauterivianului spre W regiunii și influențarea lor de către tectonica post-albiană.

Buninginea. În thalwegul Văii Buninginea am recunoscut cel mai vestic afloriment de Strate cu *Aptychus*. Ele sunt reprezentate prin calcare marnoase albe-cenușii sau cenușii-negricioase în plăci și asociate cu șisturi argiloase negre și gresii fin micacee, cu aspect grafitos, și puternic diaclazate.

Din punct de vedere tectonic se prezintă ca un anticlinal strivit între depozite barremiene.

Descrierea petrografică. Stratele cu *Aptychus* din regiunea Bucium—Buninginea sunt reprezentate prin marne calcareoase cenușii-verzui, mai rar violacee, și prin calcare marnoase albe-cenușii.

Marnele calcareoase cenușii-verzui sau roșii-violacee, cenușii-negricioase în spărtură proaspătă, sunt șistoase sau se prezintă în bancuri compacte în grosime până la 1 dm. Conțin resturi cărbunoase, mici concrețiuni limonitoase și sunt străbătute de numeroase diaclaze fine.

La microscop apare masa calcaro-marnoasă cu pete de substanțe cărbunoase străbătută de diaclaze paralele și intersectate ortogonal precum și plaje de grăunțe de calcită. Elementele detritice de dimensiuni mici sunt răspândite inegal și reprezentate prin grăunțe de cuarț cu contur detritic, seriate, ce variază dela 2—10% și muscovită în lamele foarte mici, până la 5%.

Calcarele marnoase se prezintă compacte, cu spărtura așchioasă și cu nodule de limonită. La microscop masa de carbonați amorfi prezintă pete luminoase de calcită fin cristalizată.

Microfauna acestor marne calcareoase, cunoscută din studiul Stratelor cu *Aptychus* din Munții Trăscăului, este reprezentată prin speciile de Foraminifere

Calpionella alpina LORENZ și *Lagena coulomi* J. DE LAPP., prin numeroase cochilii de Radiolari și spicule de Spongieri silicioși. În regiunea Abrud nu se întâlnesc decât schelete calcificate de Radiolari.

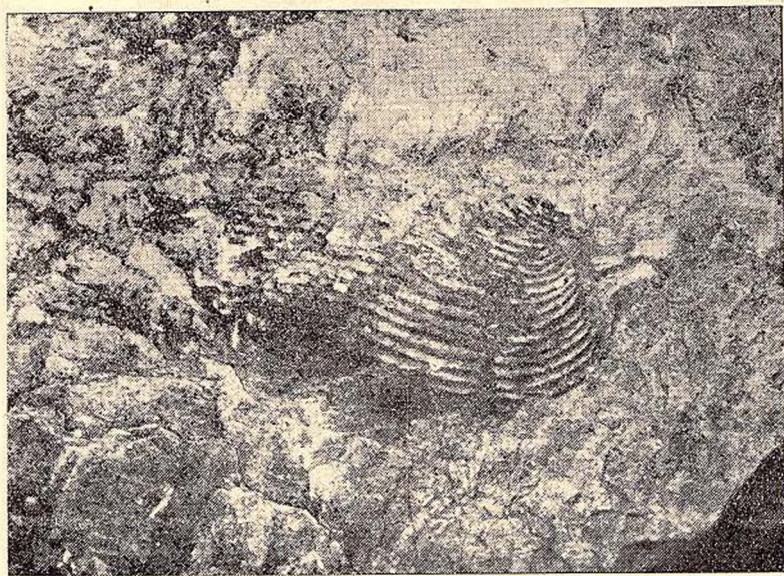


Fig. 4 — *Lamellaptychus inflexicosta* (Stratele cu *Aptychus* din V. Cerbului).

În regiunea Sohodol, Valanginian-Hauterivianul [schimbă profund de facies, fiind reprezentat prin radiolarite roșii sau verzi. Aceste roce organice, silicioase, apar sporadic în Munții Trascăului, în schimb se dezvoltă bine în apropierea maselor ofiolitice din zona axială a Munților Metaliferi.

Radiolaritele dela Sohodol apar de sub învelișul neocretacic și sunt suportate de calcarele cristaline ale fundamentului. La microscop, roca se arată constituită din silice (55%) și oxizi de fier care îi împrumută culoarea roșie. Elementele detritice sunt reprezentate prin fragmente de cuarț și foițe reduse de muscovită și calcită, ce umplu diaclazele fine și scheletele de Radiolari.

Fauna. În afară de microfauna citată, Stratele cu *Aptychus* se caracterizează printr-o bogată faună de Cefalopode (Ammoniți, *Aptychus* și Belemniti), colectată în partea de E a Munților Trascăului, iar în regiunea Bucurdea este cunoscută o faună de Moluște și Brachiopode. În regiunea Abrud, deși bogată în aflorimente de Strate cu *Aptychus*, singura dovadă paleontologică se reduce la specia *Lamellaptychus inflexicosta* TRAUTH, colectată în regiunea Bucium Cerbu (fig. 4).

Până în prezent am determinat următoarele specii de *Aptychus* în Munții Trascăului:

Lamellaptychus seranonis D'ORB.

Lamellaptychus angulicostatus PICTET, LORIOI.

Lamellaptychus mortilleti PICTET, LORIOI.

Lamellaptychus inflexicosta TRAUTH.

Lamellaptychus excavatus PICTET, LORIOI.

În Valanginian-Hauterivianul suportat normal de Calcarele de Stramberg dela Cheile Turdei (Petreștii de Sus) am identificat specia *Lamellaptychus didayi* COQU.

Speciile de *Aptychus* din Munții Trascăului se găsesc în aceleași tipuri de roce ca și cele din regiunea Abrud și sunt asociate cu următoarele forme de Ammoniți:

Holcostephanus (Astieria) astierianus D'ORB.

Holcostephanus jeannoti D'ORB.

Hamites (Pticoceras) sp. aff. *puzosianus* D'ORB.

Hamulina subcylindrica D'ORB.

Lissoceras grassianum D'ORB.

Phylloceras infundibulum D'ORB.

Dovezile paleontologice, alături de caracterele petrografice și poziția stratigrafică, ne-au servit la identificarea Stratelor cu *Aptychus* din regiunea Abrud.

Faciesurile. Valanginian-Hauterivianul este reprezentat în mod obișnuit printr'un facies vasez, constituit din marne calcaroase, bogate în resturi de Cefalopode (fig. 5).

Constituția lithologică ne dovedește variația bathimetrică a acestui facies.

După formele de Ammoniți și specia *Lagena coulomi*, faciesul vasez pare să fi luat naștere în zona bathială. Materialul gresos conglomeratic, resturile de Osteide și de Plante incarbonizate, sunt însă dovezi de apropierea față de litoral.

În vecinătatea imediată a fundamentului vechi faciesul vasez este amestecat cu material sedimentar grosolan și cu resturi organice ce trădează apropierea țărmului.

În Munții Trascăului se cunosc calcare recifale dispuse în lungul zonei neocomiene. Recifii mai apar și în regiunea Valea Iepeii, în raporturi normale față de fundamentul eruptiv.

Din repartiția calcarelor recifale observăm că ele se dezvoltă în lungul țărmului marin și reprezintă faciesul litoral-recifal, dezvoltat pe cordilieră.



Stratele cu *Aptychus* din zonele adânci se caracterizează printr'o cantitate restrânsă de material detritic și printr'o lipsă a conglomeratelor și greșiilor. Faciesul vazos pur îl întâlnim în regiunile Bucium—Buninginea și Meteș—Ighiu—Țelna—Bucerdea, adică în regiunile distanțate de ondulațiile fundamentului.

Calcarele cu *Calpionella* se întâlnesc în Stratele cu *Aptychus* și ele caracterizează faciesul bathial al Neocomianului și Jurasicului superior.

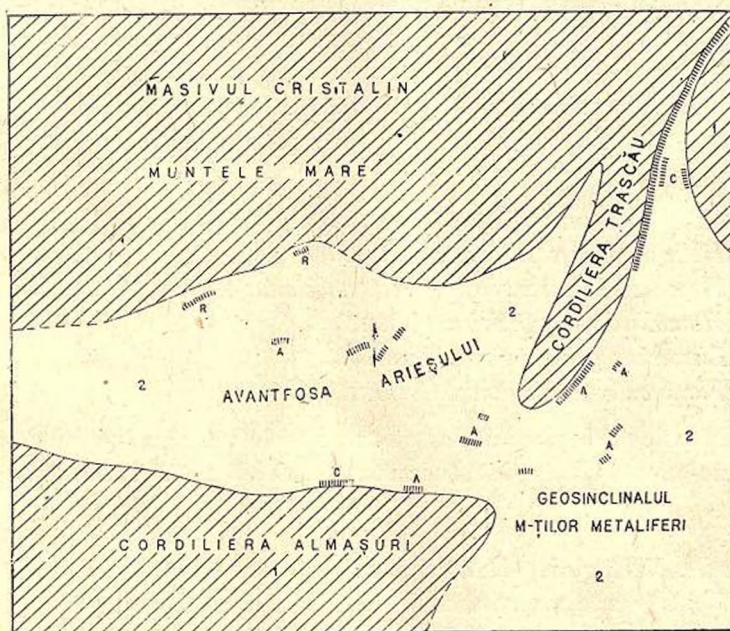


Fig. 5. — Schița paleogeografică a Munților Metaliferi în timpul Valanginian-Hauterivianului.

A, facies vazos; R, facies radiolaritic; C, facies litoral-reefal. 1, uscat; 2, mare

Acest facies are o dezvoltare locală în regiunea Almașul Mare, unde complexul neocomian împrumută un caracter deosebit față de restul catenei și are poziția foarte apropiată de fundamentul eruptiv triasic.

Stratele cu *Aptychus* mai prezintă un facies radiolaritic, dezvoltat sporadic în Munții Trăscăului și regiunea Zlatna (Nădăjdia). Asociația bancurilor de radiolarite cu roce detritice și calcare este o dovadă că radiolaritele neocomiene nu corespund zonei abisale. Dezvoltarea mai mare a radiolaritelor apare în regiunea Sohodol și Strâmba. Apropierea de Cristalinul Bihorului și faptul că ele nu apar spre centrul zonei geosinclinale face să nu le atribuim o pro-

veniență abisală. În general existența radiolaritelor este legată de masa eruptivă, bogată în oxizi de fier.

Aspecte paleogeografice în timpul Neocomianului. Distribuția Stratelor cu *Aptychus* din Munții Metaliferi ne pune în situația de a reconstitui întinderea mării neocomiene. Faciesul de pe partea de Est a Culmii Râmeți-Trăscău precizează apropierea litoralului. Stratele cu *Aptychus* au fost conservate în partea de E a Trăscăului prin prinderi adânci sub forma de sinclinale, în masa șisturilor cristaline. În partea de W a Munților Trăscău, Stratele cu *Aptychus* nu au fost identificate, din cauza unei tectonice de suprafață.

Aceste observații ne pot conduce la existența unui litoral al mării neocomiene în apropierea axului Munților Trăscău, care a jucat rolul unui obstacol puternic.

În basinul Ampoiului, și anume în regiunile Făbian, Ighiel, V. Iezerului, Prisaca, Stratele cu *Aptychus* se dezvoltă sub facies vazos. Desvoltarea faciesului vazos dovedește prezența unui geosinclinal, ce a funcționat odată cu începutul Neocomianului.

Răspândirea Stratelor cu *Aptychus* din regiunea Zlatna (Prisaca, Valea Mare, Almașul) ne arată invazia mării neocomiene dincolo de axul catenei.

Identificarea Stratelor cu *Aptychus* în regiunea Abrud sub faciesul vazos și cel radiolaritic arată extinderea mării neocomiene până la marginea sudică a Cristalinului Muntele Mare. Pătrunderea apelor marine a avut loc prin regiunea Zlatna, unde există dovezile continuității faciesului vazos din partea estică a catenei cu cel din regiunea Abrud.

Din cele de mai sus reies următoarele aspecte paleogeografice în timpul Valanginian-Hauterivianului (fig. 5).

Axa catenei Munților Trăscăului, cu o structură geologică complicată și cu fundamentul cristalin, s'a desenat încă dela începutul Neocomianului ca o cordilieră pe care am numit-o «Cordiliera Trăscăului». Acest accident de fund se lega de uscatul apropiat reprezentat prin masa cristalină a Gilăului. La extremitatea sudică înregistrează o scoborîre axială care duce la dispariția lui totală.

Depresiunea Zlatna este demonstrată prin aflorimentele cunoscute în V. Feneșului și V. Mare. Acest culoar se datorește scufundării axiale a cordiliei Trăscăului. În partea vestică a Munților Metaliferi accidentul morfologic de fund reapare, fiind reprezentat prin masa diabazelor din regiunea Almașului, pe care am numit-o «Cordiliera Almașului».

Depresiunea cuprinsă între cordilierele menționate și regiunea sudică a Cristalinului Muntele Mare a jucat rolul de avant-fosă. Aflorimentele dela Strâmba—Sohodol (facies radiolaritic) și cele dela Bucium—Buninginea (facies vazos)



dovedesc întinderea mării neocomiene în regiunea Abrud, ce corespunde părții mediane a avant-fosei Arieșului.

La exteriorul Munților Metaliferi se dezvoltă geosinclinalul propriu zis, ale cărui legături cu Carpații orientali le presupunem fără a le putea preciza, din cauza discontinuităților provocate prin scufundarea Cuvetei Transilvane.

Anatomia geosinclinalului Munților Metaliferi se completează prin accidentele morfologice ce se dezvoltă în partea de NE.

Între localitățile Trăscău, Buru și Petrești s'a conservat o bandă îngustă de Strate cu *Aptychus* prinsă în fundamentul cristalino-meșozoic. Aceste depozite marchează existența unui culoar ceva mai larg decât reiese din extinderea lor actuală, este culoarul Buru, ce stabilea legături cu apele marine din N.

În fine, masivul diabazic Copăceni—Trăscău a jucat rolul unei cordiliere, având o dispoziție în releu față de cordiliera Trăscăului.

Raporturi tectonice. Stratele cu *Aptychus*, descoperite de noi până în prezent în Munții Trăscăului și Munții Metaliferi, prezintă, pe lângă importanța paleogeografică arătată mai sus, și o importanță tectonică deosebită.

În regiunea Turda, Stratele cu *Aptychus*, reprezentate printr'un facies mixt, rezultat din depozite detritice, calcaro-marnoase cu *Aptychus* și radiolarite, sunt situate normal la partea superioară a calcarelor jurasice.

Tot în aceeași situație se află și Stratele cu *Aptychus* din regiunea Zlatna—Almaș—Valea Iepeii, unde faciesul mixt este așezat discordant pe fundamentul eruptiv triasic.

În fine, în regiunea Sohodol, faciesul radiolaritic al Stratelor cu *Aptychus* se întâlnește în raporturi normale față de calcarele cristaline.

Geosinclinalul Munților Metaliferi se caracterizează prin apariția Stratelor cu *Aptychus* sub forma unor șarniere de anticlinale sau ca solzi. Pe Valea Țelnei am identificat o dublă șarnieră de Strate cu *Aptychus*, care apare clar de sub învelișul barremian-aptian și se menține pe ambii versanți ai văii și în apropierea thalwegului. Ivirile dela SE de Ighiel aparțin deasemenea unei șarniere de anticlinal formată din Strate cu *Aptychus*. În regiunea Abrud am identificat șarnierele a trei anticlinale la Bucium Izbita și o singură șarnieră, foarte slab dezvoltată, la E Bucium Sat. Toate aceste iviri de șarniere clare se dezvoltă la o scară foarte redusă și apar în apropierea thalwegului văilor.

Depozitele neocomiene se întâlnesc frecvent sub forma unor lame intercalate tectonic, reprezentând anticlinale solzate și puternic ridicate pe verticală. Așa este cazul pentru Stratele cu *Aptychus* dela Făbian, V. Feneșului, Bucium Sat (D. Plaiului), Bucium Cerbu și Buninginea.



Uneori tectonica atinge un grad de maximă violență, ca la Făbian, Dealul Groși, Dâmbul Floarei, unde Stratele cu *Aptychus* se observă pe culmile înalte și sunt înconjugate de depozitele barremian-apțiene sau chiar de Albian-Vraconnian. Prezența lor pe relieful înalt face să reflectăm la deplasări pe distanțe mari și peste depozite cretacice mai tinere. Gradarea fenomenelor tectonice suferite de depozitele neocomiene ne face însă să nu admitem că Stratele cu *Aptychus* au luat parte la o tectonică de gradul unor pânze de încălecare.

Șarnierele de anticlinale simple, duble sau triple, constatate pe fundul văilor adânci, se datoresc unei eroziuni puternice.

Dispoziția lamelară o împrumută Stratele cu *Aptychus* tectonizate puternic, ajungând să străbată chiar depozitele cretacice medii. Cutarea strânsă se poate urmări prin benzile înguste ce pornesc din fundul văilor și se ridică mult pe verticală, reapărând pe culmile învecinate (D. Plaiului, Dâmbul Floarei).

Stratele cu *Aptychus* ce se întâlnesc ca petece pe culmile înalte (Făbian, Groși) reprezintă tectonizarea cea mai puternică în seria constatată în întreaga catenă a Munților Metaliferi.

În afară de poziția normală și de anticlinale reduse ca suprafață și cu o gradare a intensității deformărilor tectonice, Stratele cu *Aptychus* se găsesc puternic cutate și încălecate de formațiuni mai vechi. Aceste fenomene tectonice se constată în Munții Trascăului și anume în regiunea Izvoarele—Râmeți, unde Stratele cu *Aptychus* sunt puternic cutate și prinse în fundamentul cristalin. Marginea estică a șisturilor cristaline încălecă pe toată lungimea Stratelor cu *Aptychus*. Șariajul de ordin secundar are loc deasemenea între Stratele cu *Aptychus*, și celelalte formații mai vechi.

În fine, Neocomianul se află cutat împreună cu Apțianul, pe care îl încălecă pe toată întinderea în partea axială a Munților Trascăului.

2. BARREMIAN-APTȚIAN

Între Stratele cu *Aptychus* și complexul argilo-gresos negru, de vârstă albiană, se dezvoltă Barremian-Apțianul reprezentat printr'un complex detritic cu aspect tipic de Fliș puternic diagenizat, cutat și diacclazat. Se dezvoltă în jurul regiunii Abrud, constituind cea mai mare parte a sedimentelor din Cretacicul M-ților Metaliferi.

La partea inferioară prezintă legături de continuitate cu Stratele cu *Aptychus*. Lipsa unui conglomerat bazal și tranziția dela faciesul vasez al Stratelor cu *Aptychus*, la faciesul de Fliș arată existența unei continuități de sedimentare.



Raporturile strânse între Neocomian și Barremian-Aptian se observă în deschiderile dela Bucium Izbita și dela Buninginea.

Separarea Barremianului de Aptian nu se poate face din cauza afinităților petrografice și a continuităților stratigrafice.

Intregul complex barremian-aptian din regiunea cercetată se prezintă uniform dela partea superioară a Stratelor cu *Aptychus* până la partea inferioară a Albianului.

Depresiunea Abrud a funcționat ca o avant-fosă dela începutul Neocomianului până la sfârșitul Senonianului. Apariția sedimentelor cretacice inferioare în axul ei se datorește unei puternice ridicări axiale pe linia Bucium Cerbu—Bucium Poieni.

La periferia Depresiunii Abrud, Barremian-Aptianul se dezvoltă puternic, constituind fundamentul geosinclinalului Munților Metaliferi și stabilind legături cu depozitele de aceeași vârstă din restul catenei.

În vecinătatea Abrudului, Barremian-Aptianul se dezvoltă în următoarele regiuni: Bucium Cerbu, Bucium Izbita, Bucium Poieni, Mogoș și Vulcan—Valea Crișului.

a) Regiunea Bucium Cerbu. În lungul Văii Cerbului, între punctul numit « La Chip » și intrarea sudică în localitatea Bucium Cerbu, se dezvoltă o zonă îngustă de Barremian-Aptian.

Tipurile de roce ce aparțin Barremian-Aptianului de aci sunt următoarele: gresii masive, cenușii-negricioase, calcaroase, în bancuri de 1 m grosime, cutate și puternic diacclazate; gresii micacee cu ciment calcaros; șisturi argiloase cu hieroglife rare, fețe curbicorticale, cu aspect grafitos, cutate, diacclazate, și lentilizate din cauza deformărilor tectonice accentuate.

La extremitatea sudică a zonei de Barremian-Aptian din V. Cerbului se observă intercalația unui banc de calcare, exploatat pentru pietruirea șoselei Abrud—Alba Iulia. Se deosebesc calcare cenușii-negricioase, puternic diacclazate și breccii calcaroase, organogene cu elemente de roce eruptive verzi și purgi de material argilos. Aceste calcare reprezintă recifi cu dezvoltare locală în mijlocul depozitelor de Fliș.

Barremian-Aptianul din V. Cerbului prezintă o alternanță de gresii și șisturi cu aspect grafitos, puternic cutate și diacclazate și cu o intercalație de calcare brecioase. Prezintă legături cu Stratele cu *Aptychus* și suportă șisturile negre albiene (fig. 3).

Natura lithologică a Barremian-Aptianului face să-l distingem cu ușurință de restul sedimentelor cretacice din Valea Cerbului. Față de Stratele cu *Aptychus*, Barremian-Aptianul are caracterul distinct al faciesului de Fliș, iar față de Albian se deosebește prin diversitatea naturii petrografice, aspectul grafitos, cutarea intensă și diacclazarea puternică.



Șisturile argiloase aparținând Barremian-Aptianului și Albianului sunt la prima observație greu de deosebit, însă cercetarea îndeaproape arată că se poate face o distincție netă.

Aceeași zonă de Barremian-Aptian re apare în Plaiul Boteș, unde se întâlnesc frecvent calcare cu *Orbitolina*.

Între localitățile Bucium Sat și N Bucium Cerbu se dezvoltă a doua bandă de Barremian-Aptian, bine deschis, în cariera dela confluența celor două Buciume cu V. Abrudului, unde se observă următoarele tipuri de roce: gresii micacee, masive, feruginoase prin alterație, ce se desfac în blocuri cu muchii neregulate; gresii glauconitice verzi, cu elemente conglomeratice mărunte, alcătuite din calcare mesozoice și elemente verzi; conglomerate mărunte cu elemente formate din roce eruptive alterate și calcare mesozoice; calcare cu *Orbitolina* și elemente verzi precum și marne calcaroase verzui cu diacłaze, ce seamănă cu fragmentele de Inocerami.

b) Regiunea Bucium Izbita. În lungul Văii Izbicioarei, dela confluență spre amont, se dezvoltă Barremian-Aptianul cu aceleași caractere ca și în V. Cerbului.

Aci se observă contactul cu Stratele cu *Aptychus* pe care le acoperă în cele trei șarniere. Marnele calcaroase valanginian-hauteriviene prezintă treceri insensibile și pe o distanță relativ restrânsă la Barremian-Aptian.

Tipurile de roce întâlnite la Bucium Izbita sunt: marne cenușii-verzi cu blocuri de calcare; șisturi argiloase cenușii, diacłazate; gresii masive, puternic diacłazate; calcare brecioase cu elemente verzi, foarte puternic diacłazate, bogate în resturi organice (Lamellibranchiate, Alge calcare); conglomerate calcaroase cu elemente detritice mici și bine rulate, cu fragmente de Echinide, Coralieri, *Pecten*, Gasteropode, scoase în relief pe suprafețele expuse; calcare cenușii cu fine și numeroase diacłaze răspândite în toate sensurile; calcare negre cu numeroase elemente detritice și Orbitoline.

Barremian-Aptianul dela Bucium Izbita dispăre în partea de N, iar la S se continuă în Plaiul Boteșului, unde alternează cu cele 2—3 fâșii de Strate cu *Aptychus*.

Calcarele cuprind o importantă faună pe care o vom menționa mai jos.

La Piatra Conțului se întâlnește un calcar negru-cenușiu, fin detritic, cu elementele reliefate pe suprafețele expuse, bogat în resturi de Foraminifere, Coralieri, Gasteropode. Elementele detritice sunt reprezentate prin grăunțe foarte rare de cuarț, lamele fine de muscovită și părți grunjoase ovale sau triunghiulare cu colțurile rotunjite.

c) Regiunea Vulcan. Barremian-Aptianul din culmea de separare a apelor între Crișul Alb și V. Abrudului (Pasul Vulcan) prezintă o dezvoltare importantă și alcătuiește flancul vestic al Depresiunii Abrud.



Tipurile de roce caracteristice sunt: şisturi argiloase satinat, verzui cu suprafeţele de stratificaţie ondulate; şisturi argiloase cenuşii-verzui şi cenuşii-negricioase; gresii cenuşii-negricioase, cutate, cu diaclaze variind între 1—6 mm ce se intersectează ortogonal; gresii satinat, verzui, cu suprafeţele de stratificaţie plane, cu diaclaze fine şi rare, iar calcita solvită; calcare cenuşii-negricioase, cu elemente detritice şi puternic diaclazate şi conglomerate cuarţitice în bancuri puternice.

Valea Crişului Alb descoperă Barremian-Aptianul în tot cursul său superior, oferind deschideri formate din următoarele tipuri de roce: şisturi argiloase cenuşii-negricioase; şisturi grezoase; gresii masive în bancuri de 2 m grosime; gresii cenuşii-negricioase şi calcare cenuşii şi cenuşii-negricioase, diaclazate.

d) Regiunea Mogoş. Depresiunea Abrud—Bucium este flancată în partea sa estică de Barremian-Aptianul din regiunea Mogoş, alcătuit din: conglomerate cuarţitice puternic diagenizate şi diaclazate; gresii cenuşii-negricioase cu aspect satinat; gresii cenuşii-verzui ondulate, gresii micacee cenuşii-verzui, cu suprafeţele de stratificaţie netede şi fără diaclaze şi marne cenuşii sau roşii-violacee.

Caractere paleontologice. Dovezile paleontologice despre vârsta depozitelor barremian-aptiene se datoresc lui K. MÜCKE (56), care a cercetat bazinele de recepţie ale Văilor Abrud şi Ampoiul în anii 1911 şi 1912.

Acest autor a separat în complexul «gresiei carpatice», Cretacul inferior după resturile organice dela Bucium Izbita şi Bucium Cerbu. Pe schiţa sa de hartă a figurat Cretacul inferior pe văile aflate pe teritoriul localităţilor Bucium Cerbu, Bucium Sat, Bucium Muntar şi Valea Cornei; Cretacul superior rămânând pe culmile muntoase.

Resturile organice determinate de K. MÜCKE în intercalaţiile de calcare din Barremian-Aptianul din V. Cerbului şi Pârâul Plaiului sunt reprezentate prin următoarele forme:

Miliolina sp.

Nodosaria monile CORNELL aff.

Nodosaria communis D'ORB.

Clavulina cf. *tripleura* REUSS

Bolivina sp.

Textularia sp.

Rotalina sp.

Orbitolina sp.

Orbitolina (*lenticularis*?).

Deasemenea au mai fost determinate forma *Placocoenia* sp. în calcarele cretacice din P. Izbita şi în calcarele cretacice din P. Izbicioarei şi P.



Plaiului, coraliul *Dimorphastrea* sp. în P. Izbitei precum și speciile *Terebratula* cf. *banhini* ETALLON și *Dromia dacica* K. MÜKE.

Din analiza listei acestor resturi organice se observă că foraminiferele sunt fosile indiferente, cu excepția genului *Orbitolina*, ce prezintă o importanță stratigrafică.

Calcarele cu *Orbitolina lenticularis*, bine dezvoltate în Plaiul Boteșului, ne îndreptătesc a considera complexul detritic sub facies de Fliș ca fiind de vârstă barremian-apțiană.

Discuțiuni asupra vârstei. Depozitele barremian-apțiene, sărace în resturi organice, prezintă caractere petrografice deosebite față de restul sedimentelor cretace și se găsesc în poziții stratigrafice avantajoase pentru precizarea vârstei. Ele au afinități petrografice cu Barremian-Apțianul de la Cheile Turdei și din V. Ampoiului. Pot fi confundate uneori cu Stratele de Sinaia din Carpații orientali însă, spre deosebire de acestea, nu cuprind intercalații calcaro-mar-noase cu *Calpionella alpina*. Stratele de Sinaia sunt înlocuite pe teritoriul Munților Metaliferi prin echivalentul lor facial, Stratele cu *Aptychus*, ce apar pe întreg teritoriul fostului geosinclinal cretacic.

Raporturile clare dintre Stratele cu *Aptychus* și complexul detritic sub facies de Fliș, demonstrează existența Barremianului. Contactul între Neocomian și Barremian nu apare net prin intervenția unor schimbări brusce de facies sau apariția unor conglomerate bazale. Se constată o trecere lentă prin intervenția gresiilor și sîsturilor argiloase cu aspect grafitos, roce ce se întâlnesc frecvent în masa depozitelor de Fliș cretacic inferior.

Prezența scheletelor de Radiolari este singurul indiciu că ele aparțin Hauterivianului, deoarece apar numai în complexul Stratelor cu *Aptychus*. Analiza micrografică a rocilor arată că resturile de Radiolari sunt prezente în depozitele valanginian-hauteriviene și lipsesc în Barremian-Apțian.

La partea superioară a complexului cretacic inferior se dezvoltă Albianul sub faciesul Sîsturilor negre ce se distinge ușor de depozitele de bază prin natura petrografică, poziția discordantă și cutarea slabă.

Poziția stratigrafică a depozitelor de Fliș cretacic inferior cuprinse între Stratele cu *Aptychus* la partea inferioară și Albianul la partea superioară, pledează pentru vârsta barremian-apțiană.

Existența Barremianului o dovedește continuitatea de sedimentare față de Neocomian, iar prezența Apțianului este demonstrată paleontologic de specia *Orbitolina lenticularis*.

Separarea cartografică a acestor două subdiviziuni cronologice nu este posibilă din cauza asemănărilor petrografice și complicațiilor tectonice. În linii mari se poate face o distincție după aspectul megascop al rocilor componente.

între depozitele distanțate pe verticală prin intensitatea fenomenului de diageneză și a deformărilor tectonice.

Lipsa de fosile vine să îngreueze distincția celor două etaje.

Încercarea de separare a Barremianului de Apțian a fost făcută pe baza aparițiilor de ofiolite considerate de vârstă apțiană. Am avut ocazia să arăt că ofiolitele nu au caracter conducător, ele aparținând la vârste diferite.

Faciesurile și paleogeografia în timpul Barremian-Apțianului. Desvoltarea mare a sedimentelor barremian-apțiene face să putem reconstitui aspectele mării și să ne dăm seama de varietățile de facies. (fig. 6).

În partea nordică a M-ților Metaliferi (M-ții Trascăului) se constată o dispoziție zonală a depozitelor apțiene, zonele de sedimentație fiind așezate paralel cu axul catenei.

Depozitele barremian-apțiene sunt reprezentate prin conglomerate și gresii care învâluie axul catenei, alcătuit din șisturi cristaline și alte formații triaso-jurasice și acoperă discordant masivul ofiolitic Turda-Poiana.

Alternanța de gresii, marne și argile cu aspect de Fliș reprezintă sedimentele depuse în zonele mai profunde ce s'au desvoltat la distanță față de partea axială a geosinclinalului.

Supraridicarea catenei în partea ei nordică justifică acest mod de prezentare al sedimentelor.

Aceste depozite reprezintă faciesul normal al Barremian-Apțianului, ce este legat de fundamentul apropiat al geosinclinalului.

În regiunea Zlatna—Ampoița, Barremian-Apțianul împrumută un aspect deosebit. Pachetul de strate are grosimea cea mai mare și este reprezentat prin șisturi argilo-gresoase satinat și calcare rubanate, cu totul diferite de restul sedimentelor. El este rezultatul unor modificări importante, datorite unui început de metamorfism de geosinclinal.

Poziția morfologică corespunde cu zona de maximă subsidență, scoasă în evidență prin scufundarea formațiilor din fundamentul geosinclinalului crețacic, prin grosimea și uniformitatea sedimentelor precum și prin începutul de metamorfism.

Faciesul satinat-rubanat corespunde deci zonei de subsidență maximă, instalată în timpul Barremian-Apțianului în partea mediană a M-ților Metaliferi.

În regiunea Abrud se constată prezența unui facies deosebit, ce constă dintr-o alternanță de gresii, șisturi argilo-conglomeratice, diaclazate și cutate puternic, cu aspect grafitos și care prezintă intercalații de calcare organogene. El este localizat într-o regiune subsidentă însă de adâncime mult mai mică decât aceea din regiunea Zlatna și care se află în apropierea masei cristaline.



Complexul barremian-apțian din regiunea Abrud aparține faciesului de avant-fosă.

Cercetând morfologia de fund a mării constatăm următoarele:

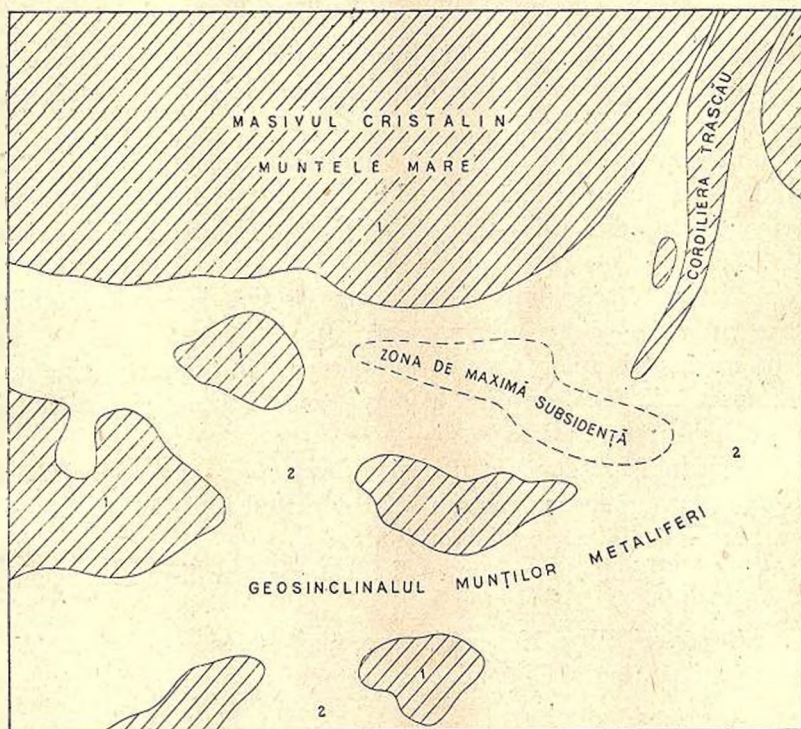


Fig. 6. — Schița paleogeografică a Munților Metaliferi în timpul Barremian-Aptianului.

1. uscat; 2, mare.

În sectorul nordic (M-ții Trăscăului), în axul catenei exista o creastă alcătuită din formații vechi, față de care zonele de sedimentație se dispuneau paralel, și anume materialul psefitic în apropierea ei, iar materialul mai fin la distanțe din ce în ce mai mari. Funcțiunea de cordilieră a acestei creste a început odată cu Neocomianul și a continuat în timpul Barremian-Aptianului, fapt dovedit de dispoziția zonală a sedimentelor.

Cordiliera Trăscăului înregistrează la extremitatea sudică o scufundare axială care a avut ca rezultat dispariția ei și ceva mai mult, instalarea unei zone de subsidență maximă, care a funcționat ca atare dela începutul Neocomianului. În timpul Barremian-Aptianului regimul sedimentației subsidente a atins maximum-ul de dezvoltare și a avut ca rezultat dezvoltarea faciesului satinat.

Regiunea Abrud a fost acoperită de marea barremian-apțiană și a jucat rolul unei avant-fose caracterizată prin depozitarea faciesului de Fliș puternic diagenizat și cutat.

Morfologic, Munții Metaliferi prezentau în timpul Barremian-Apțianului următoarele aspecte:

Cordiliera Trăscăului, orientată aproximativ N—S, prezenta o ridicare axială accentuată în partea nordică, datorită căreia apele erau restrânse la două canale.

Primul culoar se afla cuprins între marginea estică a Munților Gilău și flancul de W al Munților Trăscău, cel de al doilea se desvolta între partea de E a masivului eruptiv Turda—Trăscău—Poiana și flancul de E al Cristalinului Trăscău.

În partea de S cordiliera Trăscău era însoțită de insula cristalină dela Oncești și prezenta o înneccare completă.

Restul catenei Munților Metaliferi era acoperită de apele marine cu excepția unor insule de roce eruptive (Almaș, Brad, Drocea) și șisturi cristaline (Rapolt) dispuse în axul catenei.

Geosinclinalul Munților Metaliferi se desvolta în partea de S și E a actualei catene și se continua desigur pe sub amplasamentul actual al Cuvetei Transilvane cu geosinclinalul Carpaților orientali.

În regiunea Zlatna—Abrud se situa un larg culoar dispus ortogonal față de axul catenei.

Intinderea spre NW și N a mării barremian-apțiene era limitată de marginea sudică a Cristalinului Gilăului, ce se întindea ceva mai la S față de situația actuală.

Caractere generale. Cutarea intensă, diaclazarea puternică și colorarea neagră grafitoasă sunt însușirile deosebitoare ale sedimentelor barremian-apțiene față de restul depozitelor cretacee.

Extinderea Barremian-Apțianului, așa cum ne apare, în urma acțiunii eroziunii, depășește celelalte subdiviziuni datorită grosimei inițiale. Barremian-Apțianul formează etajul de bază al Flișului cretacic, posedă aria cea mai întinsă, conturează Depresiunea Abrud, înconjurând-o pe trei laturi, cea de a patra fiind mascată de Cretacicul superior. Deasemenea apare ca o manifestare de fund în mijlocul sedimentelor mai tinere între Bucium Izbita și Bucium Cerbu.

Din punct de vedere tectonic, se prezintă puternic cutat, legat intim de Valanginian-Hauterivian și în disarmonie față de Cretacicul mediu și superior.

La partea inferioară este străbătut violent de anticlinale de Strate cu *Aptychus*, iar la partea superioară suportă în condiții tectonice calcarele jurasice superioare.



3. ALBIAN—VRACONNIAN.

Prezența Albianului în Munții Metaliferi a fost semnalată de K. PAPP prin determinarea faunei dela Zam. O separație a acestui etaj nu s'a putut face din cauza asemănărilor petrografice față de celelalte depozite cretacice.

În anul 1943, cercetând basînul inferior al Ampoiului, am identificat Albianul între localitățile Șard și Prisaca.

În regiunea Abrud, depozitele albiene formează partea cea mai importantă din umplutura depresiunii și reprezintă volumul stratigrafic cuprins între Barremian-Aptian la bază și Cenomanian la partea superioară.

În partea de N zona albiană este delimitată de Cretacicul superior după linia Buninginea—Bucium Sat—N Detunata—Geamăna.

La E și la W această zonă este flancată de Barremian-Aptian, iar la S de acelaș Barremian—Aptian din regiunea V. Dosului—Zlatna.

Descrierea aflorimentelor. Aflorimentele cele mai numeroase de Albian apar în bazinele de recepție ale Văilor Bucium și Ampoiul. În V. Buciumului, depozitele albiene se dezvoltă între localitățile Bucium Sat și Bucium Izbita. Ambele maluri ale văii oferă aflorimentele cele mai clare. Aici se desenează un sinclinal simetric, alcătuit dintr'o alternanță de șisturi argiloase negre și gresii silicioase.

Șisturile, argiloase negre, satinat, în plăci, au aspectul unor ardezii. Suprafețele de stratificație prezintă câteodată fluturași fini de muscovită, ușoare vâlurele și nodule mici feruginoase. În părțile expuse devin albe-cenușii și se desfac în plăci subțiri.

Gresiile silicioase negre și dure, în bancuri de 1 dm—1 m, se intercalează în șisturile argiloase. În thalwegul văilor ele se desfac după diaclaze și prin acumulare îngreunează comunicațiile.

În V. Cerbului, Albianul flanchează aparițiile de Barremian-Aptian și le acoperă, formând un mic sinclinal în dreptul drumului de care ce conduce la Dâmbul Floarei.

Șisturile argiloase negre se deosebesc de cele baremian-apțiene prin faptul că sunt necutate nediaclezate și formează pachete mari, foioase.

Intercalațiile de gresii calcaroase, negre, dure, cu diaclaze umplute cu calcită, cuneiforme, caracteristice, se găsesc pe V. Bozului, un afluent al Văii Cerbului.

Atât în V. Buciumului cât și în V. Cerbului se observă fundamentul depozitelor albiene, anume contactul lor cu Barremian-Aptianul. Acest contact este vizibil la Bucium Izbita. În Valea Cerbului, Barremian-Aptianul se deosebește ușor de șisturile argiloase negre, albiene.



La partea superioară a Albianului se constată uneori o schimbare a caracterului petrografic. În Dealul Popesele și la N de Dealul Petricelele, în șisturile argiloase negre se intercalează un conglomerat calcaros.

În Dealul Boteș, șisturile argiloase negre cuprind intercalații de șisturi gresoase micacee, gresii calcaroase, diaclazate, iar spre partea superioară șisturile argiloase pierd din importanță, fiind înlocuite treptat prin gresiile albe cuarțitice.

Pachetul de strate dela partea superioară a Albianului, ce manifestă o tranziție la Cenomanian, l-am considerat ca reprezentând Vraconnianul, iar întregul complex cuprins între Barremian-Aptian la partea inferioară și Cenomanian la partea superioară a fost atribuit Albian-Vraconnianului.

Caractere paleontologice. Primele dovezi paleontologice despre existența Albianului în M-ții Metaliferi se datoresc lui K. PAPP, care a determinat în gresiile dela Zăm-Godinești (Vf. Măgura cota 594) următoarea faună:

Orbitolina lenticularis LAM.

Montlivaultia sp.

Trochocyathus cf. *wiltschirei* DUNCAN

Rhynchonella tripartita PICT.

Rhynchonella sp. aff. *valanginiensis* LAM.

Pecten (*Camptonectes*) *gaultinus* WOODS.

Anomia sp.

Alectryonia sp.

Arca sp.

Astarte sp. *pseudostriata* D'ORB.

Thetis major SOW.

Thetis minor SOW.

Cardium cottlaldinum D'ORB.

Turbo minutus FARBES

Desmoceras cf. *majorianum* D'ORB.

Din examinarea acestei liste se observă o categorie de fosile indiferente, un amestec de forme caracteristice pentru etaje diferite (*Pecten gaultinus*, *Rhynchonella* cf. *valanginiensis*, *Orbitolina lenticularis*) și în fine un Ammonit caracteristic Albianului: *Desmoceras* cf. *majorianum*.

Faciesuri. Faciesul Albianului, identificat de noi în Depresiunea Abrud, se prezintă deosebit în Basinul Ampoiului.

Aci, Albianul este reprezentat prin gresii masive glauconitice în bază, o alternanță de șisturi argiloase negre și violacee, gresii glauconitice și calcare organogene în partea mijlocie; iar la partea superioară prin șisturi argiloase grezoase.



Prezența numeroaselor bancuri de *Orbitolina conica*, pledează pentru vârsta albian-vraconniană.

În Depresiunea Abrud, Albianul se caracterizează printr'un facies argilos ardeziform, lipsit de fosile.

Un facies identic Albianului este cunoscut în Pirinei, unde a fost descris astfel: « Albianul se prezintă în cea mai mare parte a regiunii; cercetate sub faciesul Șisturilor negre, câteodată ardeziene, cu slabe intercalații de calcare, gresii și conglomerate » (95, pag. 30).

Fauna este alcătuită din formele următoare: *Desmoceras majori*, *Belemnites minimus* LISTER, *Pycnodonta vesicularis* LAM. *Orbitolina subconca* LEYMERIE.

Individualitatea stratigrafică a sedimentelor considerate de noi ca aparținând Albianului constituie o dovadă care pledează pentru vârsta albiană. Tranziția dela partea superioară a Albianului spre Cenomanian face să considerăm Vraconnianul prezent.

Albianul reprezintă un pachet stratigrafic important, iar aria sa de răspândire corespunde cu limita geologică a Depresiunii Abrud. În partea sa de S se întinde foarte mult către Zlatna, schițând axul depresiunii subsidente Abrud—Zlatna.

În bază Albianul se dispune discordant față de Barremian-Aptian pe întreg cuprinsul Depresiunii Abrud. El acoperă deasemenea discordant și Anticlinalul neocomian dela Bucium Izbita—Bucium Cerbu.

În partea de N, Turonian-Senonianul se situează discordant față de Albian. Deoarece cutările post-albieneau fost mai puțin violente, alura tectonică a Albianului este calmă, față de cea a Neocomianului.

Depozitele albiene se prezintă cutate larg și fără complicații. Ele formează trei sinclinale, scoase în evidență mai ales de conglomeratele cenușii, dispuse în axul lor.

Primul sinclinal, cel mai nordic, se desvoltă între satele Bucium Sat și Bucium Izbita și se observă pe șoseaua județeană Abrud—Aiud. Urmează apoi Anticlinalul Bucium Izbita—Valea Cerbului, cu Neocomianul în ax. Al doilea sinclinal albian este sinclinalul cu conglomerate cenomaniene în ax și denumit Negrileasa—Boteș—Dâmbul Florii. În fine, al treilea sinclinal, despărțit de cel de al doilea printr'un anticlinal de Albian, este Sinclinalul D. Grozii—D. Bretanului.

Pe V. Iadului și în basinal superior al Ampoiului se observă ultimele două sinclinale ce manifestă aceeași alură tectonică calmă.

Șisturile argiloase negre, nefosilifere din Depresiunea Abrud au fost atribuite până în prezent succesiv Barremianului, Cenomanianului și Senonianului.

Vârsta albiană a Șisturilor negre vine să completeze orizontarea Cretacului din Depresiunea Abrud.



4. CENOMANIAN

Cenomanianul din Munții Metaliferi a fost recunoscut mulțumită formelor determinate în depozitele dela N. Mureș (Vărmaga, Sulighet, Deva); conglomeratele de Negrileasa, în regiunea Abrud, au fost atribuite Cenomanianului numai pe asemănări petrografice.

Cenomanianul se dezvoltă în următoarele regiuni, separate între ele din cauza eroziunii exercitate de cursul văilor actuale: Valea Dosului, Negrileasa-Boteș-Dealul Mare, Dâmbul Floarei, Dușu, Buceș-După Piatra-Valea Satului-Valea Crișului.

Descrierea petrografică. Din punct de vedere lithologic se disting două regiuni cu caractere distincte: regiunea Negrileasa-Valea Dosului-Dușu și regiunea Buceș-Valea Satului-Valea Crișului.

În regiunea Negrileasa apar următoarele tipuri de roce:

Gresiile silicioase albe, fin micacee, masive, se desfac în blocuri dela 1 dm la 1 m grosime, cu aspect colțuros, prind o patină cenușie sau ruginie și au un relief puternic, iar blocurile rezultate prin desagregare capătă un aspect ruinos.

Sunt mineralizate în regiunea Boteș, în absența corpurilor eruptivi neidentificați chiar în lucrările de adâncime. Aceste gresii se dezvoltă din regiunea Zlatna—Valea Dosului până în regiunea Boteș.

La microscop se observă: Cuarțul detritic cu extincție onduloasă, în grăunțe mari, strâns unite între ele sau în plaje formate din grăunțe mici (85%). Muscovita în lamele izolate (35%) sau alăturate și cu dispoziția paralelă scoate în relief stratificația roci. Cimentul este calcaros și ocupă un spațiu relativ restrâns (10%); pigmentii limonitici, ce colorează roca mai ales pe fețele expuse, în proporție de 5%.

Gesia albă silicioasă se reazemă pe șisturile vraceniene și suportă conglomeratele dela partea superioară a Cenomanianului.

Poziția ei stratigrafică face să o atribuim Cenomanianului. Seamănă cu gesia cenomaniană dela partea superioară a conglomeratelor cenomaniene fosilifere din Munții Perșani, dezvoltată pe întinderi mari în regiunea Bogata.

Gresiile conglomeratice rezultă din gresiile cuarțitice albe prin apariția elementelor conglomeratice (cuarțite) de dimensiuni cuprinse între 1 mm — 1 cm. Vârsta acestor gresii ar fi greu de determinat dacă nu le-am cunoaște raporturile cu gresiile albe, deoarece sunt un tip de rocă frecventă în întreg complexul cretacic.

Conglomeratele formează creasta de separare a Văilor Abrud și Ampoiul, și prezintă relieful cel mai ridicat din regiune. Culmea Negrileasa-Boteș-



Dealul Mare este formată din conglomerate cenomaniene, reprezentate prin conglomerate cuarțitice și conglomerate poligene.

Conglomeratele cuarțitice albe sunt formate din elemente cuarțitice albe, fumurii și roze și au cimentul silicios alb. Prin expunere elementele cuarțitice, bine rulate, apar în relief iar prin desagregare ele părăsesc roca și lasă mulajul extern în masa cimentului. Dimensiunile cele mai frecvente ale pietrișului rezultat astfel sunt cuprinse între 1—4 cm.

Conglomeratele poligene formează masa importantă a conglomeratelor cenomaniene. Prezintă afinități cu Conglomeratele de Bucegi și sunt alcătuite din: elemente cuarțitice albe, fumurii, roze, bine rulate; șisturi cuarțitice micacee, șisturi sericitoase, șisturi grafitoase, cloritoase și cuarțitice precum și amfibolite. Este de observat absența calcarelor mesozoice, ce dau nota caracteristică Conglomeratelor de Bucegi.

În masa conglomeratelor mai apar punji de argile verzui, care prin solvire lasă spații goale. Sunt de culoare albă, când predomină cuarțitele albe; capătă o patină cenușie, iar prin alterație devin ruginii, apoi se desagregă complet și se transformă în pietrișuri. Diametrul elementelor este cuprins între 2—6 cm.

În regiunea Boteș, seria cenomaniană începe cu o alternanță de argile cenușii-verzui, cu suprafețele netede și gresii micacee în plăci ce prezintă afinități cu rocele neocomiene. Ele pot fi considerate la baza Cenomanianului sau ca aparținând limitei superioare a Vraconnianului.

În regiunea Buceș, Cenomanianul prezintă următoarele tipuri de roce:

Gresii micafere, cenușii, curbicortice, cu urme de Plante incarbonizate, cu hieroglifice și scurgeri noroioase; prin alterație devin feruginoase.

Marne și argile în plăci cenușii - negricioase, cenușii - verzui, cu fețele plane nediacclazate, iar prin alterație devin cenușii. Masa fină argiloasă sau argilo-calcaroasă prezintă rare elemente de muscovită de dimensiuni reduse și elemente carbunoase orientate paralel; diaclezele rare și fine se văd pe fondul uniform.

Gresie cuarțitică cu cimentul calcaros; servește la pregătirea pietrelor de moară.

La microscop se observă grăunțele de cuarț (90%) seriate, reprezentate prin elemente mari alăturate de cele mici, cu contur detritic. Cimentul este redus, apare sub forma de infiltrații limonitice printre grăunțele de cuarț. Lamellele de muscovită sunt foarte rare și neorientate.

Gresiile conglomeratice albe și gresiile feruginoase completează complexul gresos.

La partea superioară se dezvoltă conglomeratele poligene asemenea celor dela Negruleasa, cu deosebire că elementele sunt mai mari, variate și nu așa de bine rulate.



Fauna. Depozitele cenomaniene din Munții Metaliferi cuprind numeroase resturi organice în regiunea Deva; în restul catenei apar numai forme sporadice dar suficiente pentru determinarea vârstei.



Fig. 7. — *Acanthoceras rothomagense* din Cenomanianul dela Brad.

În vecinătatea localității Zlatna, în Dealul Naibii (Dâmbău) K. PAPP a găsit specia *Exogyra columba* DESCH. B. INKEY a identificat la Vărmaga următoarea faună considerată ca cenomaniană:

Belemnites, *Solarium*, *Turritella*, *Cerithium*, *Nerinea*, *Neithea laevis* DROUET (*Janira phaseola* D'ORB). *Arca*, *Cucullea*, *Crassinella*, *Isocardia*, *Trochocyatus*, *Trochosmilia*, *Orbitolina concava* LAM.

În regiunea Sulighet (cota 437) K. PAPP a identificat gresii albian-cenomaniene cu următoarea faună:

Rhynchonella dicotoma D'ORB.

Rhynchonella sp. aff. *plicatilis* SOW.

Terebratula duplicata brochi SOW.

Terebratula mortoniana D'ORB.

Modiola cottae ROMER

Epitheles cf. *robusta* GEM.

PRIMICS a găsit la confluența V. Ruda (Brad) un fragment de *Ammonites mantelli* SOW.

În același punct, într'o carieră, am găsit în anul 1934, în gresiile cu urme de Plante, specia *Acanthoceras rothomagense* (fig. 7).

M. PÁLFY a citat în D. Petriceaua *Orbitolina lenticularis* (?). Îndoiala autorului asupra speciei este justificată prin faptul că la Petriceaua calcarele sunt situate normal deasupra Albian-Vraconnianului și deci nu pot aparține Apțianului.



Fig. 8.—*Puzosia mayoriana* din gresia cenomaniană dela Valea Dosului.

Pe teritoriul satului Valea Dosului, la cota 799, am determinat în gresiile cenomaniene un fragment de *Puzosia aff. mayoriana* D'ORB. (fig. 8).

Resturile de Orbitoline și de Cefalopode demonstrează paleontologic vârsta cenomaniană a conglomeratelor.

Raporturi stratigrafice. Depozitele cenomaniene sunt suportate în partea mijlocie și estică de către Albian-Vraconian. La contactul cu Cenomanianul intervine o tranziție între complexul de șisturi argilo-marnoase negre și gresiile silicioase albe, reprezentate la Popesele și N Petriceaua prin conglomerate cu elemente calcaroase mari, precum și o alternanță de gresii și argile în plăci.

Legătura între fundamentul Albian și Cenomanian pledează pentru prezența Cenomanianului și totdeodată pentru complexul de tranziție considerat că include Vraconnianul.

Continuitatea de sedimentare Albian-Cenomanian este semnalată numai în Depresiunea Abrud. În V. Mureșului, V. Crișului Alb, Cenomanianul este discordant față de fundament prezentând de obicei raporturi cu formațiile triaso-jurasice și mai ales cu Barremian-Aptianul.

În bazinele Ampoiului, Cenomanianul ia contact direct cu Albianul, care se află bine dezvoltat, fără intermediul șisturilor negre vraconiene.

Din punct de vedere stratigrafic se constată deci o continuare de sedimentare între Albian și Cenomanian.

În regiunea Buceș—V. Satului, depozitele cenomaniene iau contact discordant cu formații mai vechi în lipsa Albian-Vraconianului.

Raporturi tectonice. Depozitele cenomaniene din jumătatea estică a regiunii iau parte la alcătuirea Sinclinalului Negrileasa-Boteș ce este orientat E—W și se dezvoltă pe o lungime de 10 km suferind câteva subdiviziuni din cauza eroziunii normale.

În regiunea Vulcan Cenomanianul cuprinde un solz provocat de o bandă de roce eruptive mesozoice, desprinse din fundament. Încălecare este de proporții reduse însă se observă pe o distanță apreciabilă între localitățile Vulcan—Valea Satului.

În regiunea Bucium, Cenomanianul se prezintă sub forma de sinclinale cu poziția morfologică superioară.

Transgresiunea cenomaniană. Evoluția paleogeografică a Munților Metaliferi arată prezența unei avant-fose, a unui geanticlinal și a zonei geosinclinale propriu zise.

Avant-fosa își avea amplasamentul cuprins între regiunea de E și S a masivului cristalin Muntele Mare și a funcționat dela începutul Neocomianului până la finele Neocretacicului. Regiunea Abrud face parte din această unitate paleogeografică.

Geanticlinalul Trascăului, complicat din punct de vedere structural, separă avant-fosa Arieșului de geosinclinalul propriu zis al Munților Metaliferi. El nu are aceleași caractere în tot lungul său ci prezintă o scufundare axială în dreptul bazinei actual al Văii Ampoiului.

La S de V. Arieșului, geanticlinalul re apare cu alte caractere și având o dezvoltare laterală mult mai mare. Masivul eruptiv mesozoic al Almașurilor și Zărandului joacă rolul de cordilieră în partea apuseană a Munților Metaliferi.

În timpul Cenomanianului, marea ocupa amplasamentul actual al Cuvetei Transilvaniei, prezentând legături cu geosinclinalul Carpaților orientali prin masele conglomeratice din Munții Perșani. Marea cenomaniană a acoperit margi-



nea de E și S a Munților Metaliferi; sedimentele ei au fost recunoscute prin fauna dela Deva.

Depozitele cenomaniene formează o zonă importantă la N de V. Mureșului, între Alba Iulia și Geoagiu. Mărturiile cele mai nordice le-am identificat în regiunea Galda de Sus—Cricău, ocupând o zonă sinclinală largă. În Munții Trascăului, Cenomanianul nu a putut fi identificat.

În lungul bazinei Ampoiului, depozitele cenomaniene prezintă o dezvoltare importantă, ele umple întreg spațiul corespunzător scufundării axiale maxime a geosinclinalului Trascău. Marea cenomaniană invadând culoarul Ampoiului, a ajuns în Depresiunea Abrudului.

Regiunea Abrud reprezintă o depresiune maximă, care coincide cu extremitatea de N a scufundării transversale însoțită de dispariția locală a geanticlinalului unic și pe care am numit-o « Depresiunea Zlatna—Abrud ». Morfologia Depresiunii Abrud arată în același timp, după alungirea ei E—W, legătura cu avant-fosa Arieșului. Ea corespunde prelungirii sud-vestice a Pintelului cristalin Baia Arieșului.

Marea cenomaniană a sedimentat continuu, colmatând Depresiunea Abrud la finele Cenomanianului astfel că la începutul Cretacicului superior apele marine și-au schimbat poziția. Evoluția paleogeografică a acestei depresiuni arată astfel o sedimentație permanentă, însoțită de o scufundare treptată din Neocomian până la finele Cenomanianului.

Depresiunea Abrud—Zlatna a servit ca teren de invaziune a apelor cenomaniene, care au depășit partea axială a catenei, întinzându-se în zona ei de N până în regiunea Brad.

În sectorul Mihăileni—Buceș—Valea Satului invazia marină s'a făcut prin regiunea Zlatna.

5. TURONIAN-SENONIAN

Depozitele neocretacice au fost figurate de M. PÁLFI pe harta geologică Abrud, ca acoperind întreaga foaie topografică la scara 1: 75.000.

Resturile organice descoperite ulterior, au făcut pe cercetători să se preocupe de precizarea limitei Cretacicului superior în partea de S, deoarece în N ea apărea clară prin faună și prin contactul direct cu masa cristalină.

Dificultățile de separare ale Cretacicului superior constau în afinitățile petrografice față de Cretacicul mediu și inferior și în lipsa dovezilor paleontologice.

În regiunea cercetată, depozitele turon-senoniene se întind la N până la contactul cu marginea sudică a sisturilor cristaline dela periferia masivului Muntele Mare. Ele se reazemă discordant pe fundamentul cristalin și mulează



cuvetele pe care le separă pintenii de șisturi cristaline: Baia de Arieș și Borzești.

Limita sudică a Neocretacului urmărește traseul Groșuri—Pietrele Sohodolului—Ciuruleasa—Măgura Floarei—Bucium Sat—Bucium Muntar—Mogoș. Maximumul de dezvoltare este atins în regiunea Abrud.

Spre E și W depozitele senoniene se efilează treptat, iar în regiunea Groșuri ele dispar. În regiunea Mogoș ele se îngustează în lungul flancului estic al Pintenului Baia de Arieș. Între Mogoș și Ponor se face legătura cu Senonianul din basinul mediu al Arieșului.

Descrierea petrografică. Cretacul superior este reprezentat printr'un complex de strâte fosilifere dezvoltate în zona nordică și un complex detritic lipsit de fosile și cu afinități petrografice față de Cretacul inferior și mediu.

Zona nordică se caracterizează prin următoarele tipuri de roce:

Conglomeratele brecioase, roșii-violacee, conțin elemente de șisturi cristaline (amfibolite, gneise, parașisturi, cuarțite) slab rulate și cimentate printr'o masă gresoasă de aceeași culoare. Aceste conglomerate au fost confundate cu conglomeratele permieni, peste care în unele regiuni se dispun discordant. Aspectul șistuos, ușurința la desagregare, modul de dezvoltare continuu și lipsa intercalațiilor de porfire cuarțifere fac să se deosebească de Conglomeratul Verrucano.

Gresiile conglomeratice, cenușii-negre sau cenușii-negrice, aspre la pipăit, diaclazate și cu resturi organice, prezintă elemente conglomeratice mărunte și alcătuite din cuarțite și șisturi cristaline. La microscop arată a fi alcătuite din elemente de cuarț rulat (50%), fragmente de plagioclaz maclat, foițe izolate de muscovită și biotită, toate înglobate într'o masă de ciment format din CO_3Ca .

Gresiile cu Inocerami, micacee, calcaroase, cenușii-verzui, sunt alcătuite din fragmente de cuarț detritic, grăunțe rare de feldspat plagioclaz, lamele de muscovită orientate și biotită cloritizată, materii carbunoase abundente; totul prins într'o masă de carbonați.

Gresie albă cuarțitică, cu elemente de cuarț detritic, foițe de muscovită foarte rare, cimentul calcaros slab reprezentat, elementele cuarțitice strâns legate între ele. Apare în D. Arsurile (Sohodol) bine descoperită și prezintă afinități cu gresia cuarțitică albă cenomaniană din regiunea V. Dosului.

Gresiile roșii cu grăunțe de cuarț detritic; cimentul calcaros prezintă cantități importante de oxizi de fier.

Gresiile roșii pătate sunt alcătuite din grăunțe de cuarț cu conturul detritic, mari și seriate (50%), fragmente de bauxită, foițe de muscovită foarte rare (2%); cimentul conține o mare cantitate de oxizi de fier.

Calcarele negre cu patină cenușie, cu grăunțe rare de cuarț, sunt fin micacee și cuprind fragmente de Inocerami.

Tipurile de roce descrise mai sus alcătuiesc baza complexului în imediata apropiere a șisturilor cristaline. Ele aparțin Turonianului superior și Senonianului inferior din zona septentrională a Munților Metaliferi.

Deasupra complexului detritic bazal se dezvoltă complexul marnos, reprezentat prin tipuri de roce foarte caracteristice pentru Senonianul Munților Metaliferi și care prezintă afinități cu Senonianul Munteniei de răsărit. Aceste depozite sunt reprezentate prin: marne cenușii-verzui, marne violacee, marne nisipoase șiistoase, cu dispoziția în plăci de 2 mm — 4 cm și care la microscop arată: cuarțul detritic cu extincție onduloasă în grăunțe mari sau ca o masă fin cuarțoasă. Muscovita și biotita cloritizată (5%) sunt prinse în masa cimentului format din carbonat de calciu.

Complexul marnos bogat în microfaună se dezvoltă foarte bine în basinul mediu al Arieșului și se restrânge între Baia de Arieș și Câmpeni.

Între localitățile Ciuruleasa și Groșuri, Senonianul este reprezentat în bază prin următoarele tipuri de roce:

Conglomerate mărunte cu elemente cuarțitice ca intercalații izolate ce aduc cu ele din Albian-Cenomanian.

Gresii micacee, cenușii-verzui sau cenușii-negricioase, pe suprafețele expuse cenușii-albicioase, se prezintă în bancuri dela 0,5—2 m, cu desfaceri în blocuri după diaclaze.

Gresii calcaroase cenușii-negricioase, cu diaclaze numeroase, variate în dimensiuni, întretăiate și având calcita solvită. Suprafețele de stratificație netede fac să le deosebim de gresiile barremiene.

Calcarele cenușii, cu elemente detritice în relief și diaclazate, au fost atribuite de unii autori Neocomianului.

Întreaga serie de bază se află în alternanță cu marne, argile șiistoase cenușii-negricioase sau cenușii-verzui cu suprafețele neregulate și care prezintă afinități cu marnele miocene. Ele se observă foarte bine pe drumul Abrud—Ciuruleasa și Abrud—Câmpeni.

La partea superioară se dezvoltă următorul complex argilo-marnos: argile violacee, șiistoase, satinat, cu foarte fine foițe de muscovită; argile cenușii-verzui și marne verzui și violacee în alternanțe frecvente. Prin satinare și diaclazare complexul argilo-marnos ajunge să prezinte afinități cu depozitele neocomiene, de unde rezultă dificultăți de separare în cazul superpoziției lor (Gura Slimnicului).

În regiunea Bucium Sat — Bucium Muntar se constată aceeași succesiune de sedimente neocretacice.

La bază, adică la contactul cu Albian-Vraconianul se observă următoarele tipuri de roce:



Conglomerate mărunte, cu elemente de şisturi cristaline de 2—4 mm, nerulate, cuarţite rulate, calcare mesozoice şi roce eruptive bazice alterate (Citera Buteştilor).

Gresii grosolane, cenuşii-negricioase, calcaroase, puternic diaclazate; diaclazele sunt orientate şi apar în relief.

Gresii micacee, calcaroase, cenuşii-negricioase, în bancuri dela 1 dm — 1 m, sunt puternic diaclazate. Diaclazele umplute cu calcită au o dispoziţie ortogonală, sunt de dimensiuni variabile şi apar în relief sau sunt solvite, dând rocei un aspect caracteristic care le apropie de gresiile barremiene. Aceste gresii şi conglomerate se găsesc în alternanţă cu argile şi marne cenuşii-verzui, şistoase, cu suprafeţele de stratificaţie plane şi nediaclazate.

Marnele roşii compacte şi cu pete verzi, de tipul marnelor cu *Globotruncana*, se întâlnesc rar (Bucium Muntar).

La microscop, ele se prezintă ca o masă argilo-calcaroasă uniformă şi impurificată cu oxizi de fer, în care se observă elemente detritice foarte fine şi rare de grăunţe de cuarţ şi lamele de muscovită (1%).

Radiolarii calcificaţi şi diaclazele fine de calcită se disting uşor pe fundamentul rocei.

În complexul de bază se observă deasemenea calcare cenuşii stratificate şi diaclazate în blocuri puternice ce apar în relief. Aceste calcare, cunoscute la Bucium Sat şi Bucium Muntar, conţin elemente detritice reprezentate prin cuarţite şi elemente eruptive.

La partea superioară dispar bancurile de gresii grosolane şi calcare şi se dezvoltă argilele şi marnele şistoase.

În fine, regiunea Mogoş (Dealul Scroboatei) se caracterizează prin următoarele tipuri de roce:

Gresii cenuşii-verzui, fin micacee, cu cimentul calcaros, cutate şi diaclazate. La microscop, cuarţul detritic formează 40% din masa rocei; muscovită în lamele orientate şi substanţele organice dau stratificaţia rocei.

Argile de culoare neagră, fin micacee.

Marne violacee cu elemente foarte fine de cuarţ (10%) şi muscovită (5%).

Fauna. Macrofauna neocretacică se află localizată în baza seriei şi în apropierea masivului cristalin; în restul regiunii exemplarele apar sporadic.

Localităţile cunoscute prin faunele cretacice-superioare sunt Runcu, Sălciuma, Brezeşti, Sohodol şi Vidra de Sus.

La Runcu am identificat o gresie conglomeratică calcaroasă cu frecvente resturi de *Actaeonella*, forme mici, secţionate transversal sau neorientate, aparţinând speciilor: *Actaeonella gigantea* D'ORB. (fig. 9) şi *A. lamarki* ZEK. (fig. 10).



La Sălciua, sunt cunoscute Gasteropodul *Omphalia kefersteini* GOLDF. și Ammonitul *Sonneratia rejaudrii* GROSS.

În regiunea Brezești pe V. Cărbunarilor, în gresiile și conglomeratele bazale, M. PÁLFY a identificat următoarea faună:

Hippurites cf. sulcatus

DESFR.

Vola quadricostata D'ORB.

Vola aff. striato-costata

D'ORB.

Limopsis calvus SOW.

Trigonia scabra LAM.

Turritella quadricincta

GOLDF.

Turritella cf. rigida SOW.

Crassatella macrodonta

SOW.

Avicula sp.

La Sohodol, Cretacicul superior se reazemă pe calcarele cristaline și este reprezentat prin calcare roșii fosilifere, în care M. PÁLFY a determinat speciile: *Hippurites* (*Vaccinites*) *gosaviensis* și *Plagiptychus aguilloni*.

În același loc, la SE cota 849 m, LÓCZY JUN. a identificat fauna următoare în calcarele din baza Neocretacicului: *Hip-*

purites (*Vaccinites*) *gosaviensis* DOUV. *Actaeonella crassa* D'ORB. *Rhynchonella* sp. *Phyllosmila* af. *transiens* FELIX.

În marile superioare din regiunea Sohodol s'au identificat următoarele specii de Lamelibranchiate: *Inoceramus giganteus* (PÁLFY) și *Inoceramus regularis* (LÓCZY).¹

La NW de biserica localității Peleş, M. PÁLFY a colectat o formă asemănătoare cu *Inoceramus cripsi* MANT.

Punctul fosilifer cel mai important se află în Dealul cu Melci, pe V. Arieșului Mic (Vidra de Sus), identificat de primii cercetători (POŠEPNY).



Fig. 9. — *Actaeonella gigantea* dela Vidra de Sus.

HAUER și STACHE au menționat aci următoarea faună:



Fig. 10. — *Actaeonella lamarcki* (Vidra de Sus).

Actaeonella gigantea D'ORB.
Actaeonella goldfussi D'ORB.
Actaeonella rotundata ZEK.
Omphalia ventricosa ZEK.
Omphalia subfarcinata ZEK.
Inoceramus cripsi MANT.

În anul 1903, M. PÁLFY prezintă următoarea listă de forme dela Vidra:

Arca inaequidentata ZITT.
 aff.
Astarte laticosta DESH.
Modiola cfr. *siliqua* MATH.
Limopsis clavus SOW.
Crassatella macrodonta SOW.
Inoceramus sp.
Actaeonella gigantea SOW.
Actaeonella lamarcki SOW.
Glauconia kefersteini ZEK.
Glauconia renauxiana D'ORB.
Natica sp.
Cerithium simplex ZEK.
Cerithium (*Piramidella*)
münsteri KEFST
Pyrgulifera sp. (*acinosa?*
spiriger?).

L. LÓCZY (52) în anul 1916, cercetând raporturile faciale ale Neocretacului dela Vidra, a completat lista de faună de mai sus prin speciile următoare:

Cypricardia testacea ZITT.
Circe cf. *dubiosa* ZITT.
Nerita goldfussi KEFST.
Nerita sp.
Turritella aequalis HOLZ.
Fasciolaria cf. *baccata* ZEK.
Actaeonella conica ZEK.

La Neagra a fost identificat în anul 1931 un nou punct fosilifer neocretacic, de V. BRANA (6) care a colectat o faună de Moluște și Coralieri.

P. ROZLOZNIK a găsit următoarele Moluște la Vidra: *Pina* sp., *Vola quadricostata*, *Exogyra matheroniana* D'ORB. var. *auricularis* LAM., *Limnopsis clava* SOW, *Turritella* sp.

Depozitele neocretacice prezintă o microfaună caracteristică, de importanță stratigrafică, ce servește în lipsa macrofaunelor la determinarea vârstei. În afară de Foraminifere indifferente ca *Rotalia*, *Textularia*, *Nodosaria*, se întâlnesc următoarele specii de *Lagena*: *Lagena sphaerica*, *Lagena orbulinaria* și *Lagena diffringens*.

Formele cele mai caracteristice aparțin genului *Globotruncana* (*Rosalina*) și anume: *Globotruncana linnéi* D'ORB. și *Globotruncana stuarti* J. DE LAPPARENT.

În afară de Foraminifere, depozitele neocretacice mai cuprind Radiolari sferici calcificați și spicule de Spongieri.

Discuțiuni asupra vârstei. Complexul neocretacic din Munții Metaliferi este interesant prin problema faciesurilor și a orizonturilor. Orizontarea Cretacicului superior se poate face în zona septentrională unde apar și formele citate. Aici se pun următoarele probleme stratigrafice: vârsta conglomeratelor bazale, vârsta depozitelor fosilifere cu macrofaună și vârsta depozitelor cu microfaună.

Neocretacicul începe în Basinul Arieșului (Vidra—Câmpeni—Sălciua—Runcu) printr'un conglomerat breccios roșu-violaceu în grosime de 8—12 m, ce servește ca orizont-reper pentru ridicările cartografice.

Vârsta acestor conglomerate a fost considerată la început ca permiană (PÁLFY, LÓCZY) sau cretacică inferioară (BLANCKENHORN). Prin afinitățile litologice cu conglomeratul de tip Verrucano, s'a considerat vârsta conglomeratelor dela Vidra ca fiind permiană. Poziția întâmplătoare a acestui conglomerat la partea superioară a Permianului din M-ții Bihor a contribuit la stabilirea vârstei permiane. Caracterele petrografice expuse mai sus, poziția lor stratigrafică permanentă la baza conglomeratului neocretacic și tranzițiile către tipurile de roce dela partea superioară pledează însă pentru vârsta cretacică superioară. Vârsta cretacică inferioară atribuită de BLANCKENHORN nu poate fi susținută deoarece Cretacicul inferior este reprezentat prin tipuri de roce complet diferite de Neocretacic.

Depozitele bogate în fosile ne pun în situația de a preciza vârsta complexului de bază. Formele de Hippuriți cunoscute *Hippurites cornuvaccinum*, *Hippurites* cf. *sulcatum*, *Vaccinites gosaviensis* și *Plagiptychus aguilloni* demonstrează existența Turonianului superior și Senonianului inferior (Coniacian).

Deasemenea fauna Stratelor cu *Actaecnella* (Vidra, Runcu) poate fi atribuită acelorași subdiviziuni (fig. 11).



Complexul superior marno-argilos aparține Santonian-Coniacianului, pentru care pledează resturile de Inocerami mari. Indicațiile bazate pe macrofaună pentru precizarea subdiviziunilor superioare nu există în regiunea cercetată. Grosimea sedimentelor ne impune să acceptăm o continuitate a depozitelor până la partea superioară a Senonianului.



Fig. 11. — Gresiile cu *Actaeonella gigantea* de la Vidra de Sus.

Formele mici de *Actaeonella*, asociate cu Nerineile uriașe, aparțin Senonianului superior (Maestrichtian).

În sectorul sudic al Munților Metaliferi depozitele senoniene de bază nu au fost identificate; datele paleontologice confirmă numai prezența Senonianului superior (Campanian-Maestrichtian).

Faciesuri. Regiunea Abrud este interesantă prin variația faciesurilor neocretacee. În partea de N se distinge un facies litoral detritic, ce aparține Turonianului superior. Desvoltarea acestui facies este asimetrică deoarece în partea sudică a zonei neocretacee nu s'a putut identifica. Urmează apoi faciesul litoral recifal, alcătuit din calcare cu Hippuriți, ce aparțin Turonianului superior, cu treceri la Coniacian.

Prezența formelor uriașe de *Actaeonella* indică prezența unui facies dezvoltat în apropierea litoralului. Acest complex a fost repartizat de Lóczy formației de Gosau.

Lateral și la partea superioară se dezvoltă în lungul marginii sudice a masivului cristalin Muntele Mare-Bihor faciesul de avant-fosă, reprezentat prin marne și argile bogate în microfaună alcătuită din Foraminifere, Radiolari și spicule de Spongieri. Acest facies, prin opoziție cu cel litoral, fosilifer, a ocupat zona neritică de larg a mării neocretacice.

Uniformitatea faciesului neritic de avant-fosă, dezvoltat în Basinul Arieșului, este deranjată de apariția faciesului de Fliș din vecinătatea Abrudului. Acest facies aparține unei zone de subsidență dezvoltată în apropierea unei regiuni de curând exondată, zona conglomeratelor conomaniene. Prezența acestui facies a produs cercetătorilor dificultăți la separarea Cretacicului superior de depozitele cretacice mai vechi, din cauza suprapunerii de faciesuri analoage, însă de vârstă diferită.

Diferențele de faciesuri ale Neocretacicului au provocat și confuziuni de ordin tectonic. LÓCZY a explicat raporturile dintre formația de Gosau și formația de Fliș printr'un plan de încălecare. Suprapoziția a două faciesuri se datorește însă unor schimburi bathimetrice în timpul sedimentației și nu unor complicații tectonice.

În partea meridională a Munților Metaliferi se distinge faciesul marneilor roșii și faciesul marnos fosilifer. Marnele roșii sunt reprezentate în regiunea Bucerdea și Prisaca și seamănă foarte mult cu Senonianul din E Munteniei.

Până aci, am separat un facies fosilifer cu variații mari pe verticală și diferit de restul sedimentelor senoniene. Acest facies este localizat pe marginea meridională a masivului cristalin central al Munților Apuseni, adică în partea septentrională a zonei neocretacice, pe când în partea sudică nu reapare simetric. În basinul mediu al Arieșului, în plină zonă de sedimentare, apare complexul marnos cu Foraminifere și Ammoniți ce caracterizează faciesul neritic de adâncime.

În regiunea Abrud acest facies capătă afinități mari cu faciesul de fliș ce ocupă cea mai mare parte din suprafața Neocretacicului. Faciesul de Fliș al Senonianului din regiunea Abrud se suprapune Cretacicului inferior și mediu și a cauzat mari dificultăți la trasarea limitei de bază a Senonianului. Dezvoltarea acestui facies a avut loc în vecinătatea terenului nou exondat și acoperit de Cretacicul mediu. Materialul detritic a fost furnizat de relieful tânăr datorit Albian-Cenomanianului.

În partea estică a Munților Metaliferi se dezvoltă faciesul marneilor roșii cu *Belemnitella* și Inocerami, asemănător celui din E Munteniei. Dezvoltarea acestui facies, după mărturiile existente, arată o tendință de pătrundere spre axul catenei (Prisaca), în lungul văii actuale a Ampoiului precum și legătura cu cel de pe partea estică a catenei.



Partea de S a M-ților Metaliferi se caracterizează prin dezvoltarea unui facies mixt localizat la partea superioară a Cenomanianului dela N de V. Mureșului (Alba Iulia — Deva) și care cuprinde toate subdiviziunile Senonianului, iar din punct de vedere lithologic este complet deosebit față de celelalte faciesuri specifice M-ților Metaliferi.

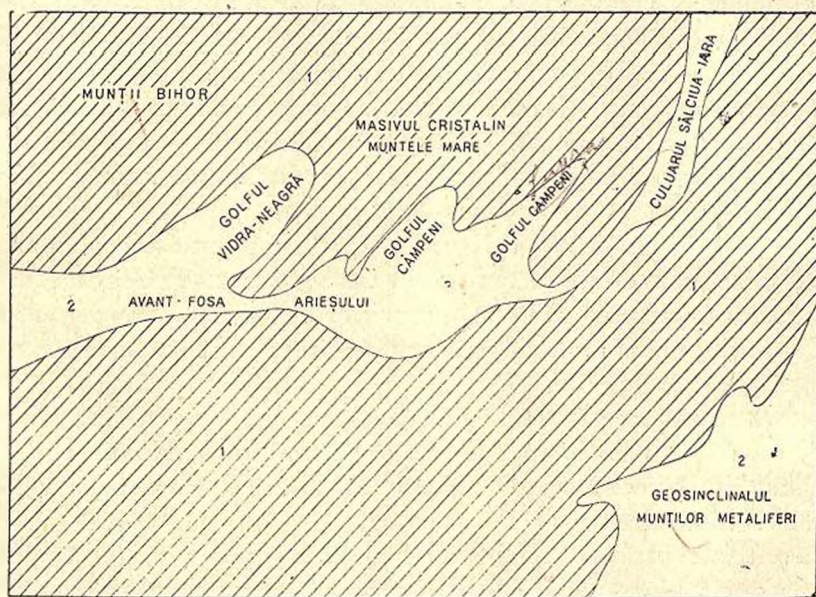


Fig. 12.—Schiza paleogeografică a Munților Metaliferi în Cretacul Superior.
1 uscat; 2, mare.

Aspecte paleogeografice. Distribuția sedimentelor neocretace și descifrarea faciesurilor ne oferă posibilitatea unei reconstituiri paleogeografice a mării turon-senoniene. Dezvoltarea continuă a faciesului litoral, reprezentat prin conglomeratul bazal și fauna de Moluște cu cochilia groasă, ne ajută la determinarea țărmlui nordic al mării neocretace încă din timpul Turonianului. Acest facies urmărește marginea de S a Munților Gilăului și invadează puternic teritoriul Munților Bihor. El este dispus discordant pe șisturile cristaline și reprezintă începutul transgresiunii neocretace (fig. 12).

Răspândirea faciesului litoral ne indică aspectul paleogeografic al mării neocretace în partea de N a Munților Metaliferi. În această regiune, se disting următoarele elemente morfologice:

Culoarul Sălciua—Iara, orientat aproape N—S, se dezvoltă sub forma unui canal cuprins între Munții Gilăului la W și Munții Trascăului la E. Flancul său vestic este conservat în situația normală, cel estic însă suportă încălecare și-

turilor cristaline, astfel că depozitele bazale nu mai apar din cauza laminărilor. Depozitele din culoar au caracterele sedimentelor de avant-fosă bogate în Foraminifere și cu resturi de Ammoniți.

Golful Lupșa se dezvoltă la NE de regiunea Abrud și este cuprins între pîntenii de șisturi cristaline: Baia de Arieș la E și Bistra la W. Sedimentația a păstrat caracterul de avant-fosă cu faciesul litoral în bază și faciesul neritic în restul masei sedimentelor. În partea de Sud, ca și în culoarul Sălciua—Iara, acest golf prezintă o schimbare în masa sedimentelor prin intervenția faciesului argilo-marnos nefosilifer.

Golful Câmpeni prezintă faciesul litoral-recifal la contact cu rocele metamorfice; fiind larg deschis la S, este invadat de faciesul de Fliș imediat la S de Arieș.

Golful Vidra—Neagra prezintă partea cea mai avansată a mării neocretacice în domeniul șisturilor cristaline. Apele marine au depășit marginea sudică a Munților Bihor, instalându-se în depresiunea Vidra-Neagra. Depozitele acestei depresiuni păstrează caracterul de avant-fosă a Arieșului, având la periferie faciesul litoral, iar în centru faciesul neritic de avant-fosă.

Regiunea de subsidență Abrud. În timpul Cretacicului inferior partea mediană a Munților Metaliferi s'a manifestat ca o zonă de maximă subsidență. Întinderea ei era cuprinsă aproximativ între localitățile Zlatna și Abrud. Ea a servit pătrunderii mării cenomaniene. În timpul Cretacicului superior regiunea Abrud capătă aspectul unei depresiuni de maximă adâncime. Materialul sedimentar împrumută caracterele depozitelor de Fliș, comparabile cu cele ale Barremian-Aptianului.

Sedimentația subsidentă a avut loc într-o regiune apropiată de un relief tânăr aparținând Cenomanianului și a provocat în timpul Neocretacicului instalarea faciesului de Fliș.

Aceste elemente paleogeografice din partea nordică a Munților Metaliferi alcătuiau o unitate numită « avant-fosa Arieșului ».

Reconstituirea litoralului ne arată prezența golfurilor și a promontoarelor, ce se deosebesc în sectorul septentrional mulțumită prezenței faciesului litoral dezvoltat în legătură cu fundamentul cristalin. Funcționarea avant-fosei a început din timpul Neocomianului având axul localizat spre S, iar apoi s'a deplasat treptat spre N. După Cenomanian, zona de sedimentație și-a schimbat aspectul. Prin colmatare și exondare, axul s'a deplasat spre N. Avant-fosa a fost alimentată de un braț de mare izolat între Cristalinul Gilăului și al Trăs-căului, iar la N Munților Metaliferi forma câteva golfuri în interiorul masei cristaline. Legătura cu restul mării neocretacice se făcea prin extremitățile avant-fosei.



La Sud, Senonianul a fost identificat numai la Prisaca (E Zlatna), unde se păstrează sub forma unui petec redus situat pe marginea basinelui terțiar al Zlatnei mulțumită condițiilor tectonice.

Cenomanianul din basinel Ampoiului, spre deosebire de partea meridională a catenei, manifestă o dependență de fundament și o independență față de Senonian.

Cordiliera Trăscăului, distinctă în partea de N a catenei, a funcționat în timpul Cretacicului inferior provocând o diferențiere netă de faciesuri. În timpul Cretacicului mediu a înregistrat o coborîre axială, ce a înlesnit transgresiunea mării cenomaniene.

După sedimentarea cenomaniană, se petrece o schimbare importantă de ordin paleogeografic. Partea axială a catenei suferă o puternică exondare. Apele marine sunt deplasate la periferia catenei. Un braț de mare se întindea între marginea masei cristaline a Munților Gilău și Bihor și partea de N a Munților Metaliferi. O zonă largă de uscat era dezvoltată în jurul geanticlinalului Trăscăului, grație maselor sedimentare cenomaniene, care au servit la dezvoltarea în lărgime a accidentului de fund.

Zona exondată are o lărgime de cca 50 km și prezintă o structură dublă. Partea fundamentală o alcătuiesc formațiile vechi, ce sunt flancate de conglomeratele cenomaniene.

În timpul Senonianului, este de reținut deci, dezvoltarea cordiliei Trăscăului, prin exondare accentuată și prin adaosul maselor conglomeratice.

Geosinclinalul Munților Metaliferi, care a ocupat în timpul Cretacicului inferior cea mai mare parte din suprafața catenei, în timpul Neocretacicului a fost restrâns la bordura sudică.

În partea de NE, din cauza ridicărilor axiale, Cretacicul superior lipsește.

În regiunea Alba Iulia s'au păstrat mărturiile mării neocretace prin depozitele din regiunea Craiva—Bucerdea—Țelna. Marnele roșii senoniene de aci prezentând mari finități cu Senonianul din E Munteniei, le considerăm ca fiind depozite de geosinclinal. Ele se deosebesc total de celelalte sedimente neocretace din Munții Metaliferi.

Ivările de marne, calcare și radiolarite senoniene dela Prisaca (basinul terțiar Zlatna) sunt indicii despre extinderea locală a geosinclinalului în spre interiorul catenei.

La N de V. Mureșului se dezvoltă un facies mixt, complet deosebit de faciesul marnelor roșii. Acest facies este fosilifer, prezintă un caracter detritic grosolan, cu totul distinct față de celelalte faciesuri neocretace, și este suportat normal de conglomeratele cenomaniene. La partea inferioară, remaniind din conglomerate, face impresia unei tranziții. A admite o vârstă cenomaniană întregii mase conglomeratice este greu, deoarece nicăeri nu cunoaștem un asemenea



facies aparținând Senonianului. Tipurile de roce sunt aparte și conțin puncte bogate în fosile care demonstrează vârsta senoniană.

În timpul Senonianului aspectul paleogeografic se caracterizează prin exondarea geanticlinalului, consolidarea lui cu depozitele cretacice medii și prin îngustarea avant-fosei Arieșului, sub forma unui canal prevăzut cu câteva golfuri situate în partea meridională a Munților Gilăului și Bihorului.

Geosinclinalul propriu zis este împins la E, ajunge la periferia catenei actuale și marchează un intrând către basinul Zlatna.

Tectonica. Raporturile tectonice ale depozitelor neocretacice au fost discutate de diferiți autori (LÓCZY, ROZLOZNIK, GHERMAN) pentru regiunea Vidra, Abrud și V. Ampoiului.

În regiunea Vidra, L. LÓCZY pentru a explica suprapunerea celor două formațiuni (Fliș, Gosau) a presupus existența unei suprafețe de încălecare în masa depozitelor senoniene.

Depozitele de Fliș, considerate ca născute într'o zonă mai adâncă, aflându-se deasupra depozitelor de tip Gosau, poziția lor a fost explicată printr'o suprapunere normală provocată de mișcările orogenice. Diferențierile de facies ale Neocretacului dela Vidra ne impun această explicație deoarece nicăeri nu surprindem contactul anormal cu masa sedimentelor, ce ar urma să fie însoțite de deformările fundamentului cristalin. Variația de facies pe verticală se datorește schimbărilor bathimetrice în cursul sedimentației. Tranzițiile între diferite tipuri de roce arată lipsa intervențiilor tectonice.

Contactul dintre Turon-Senonian și marginea șisturilor cristaline este normal; depozitele neocretacice se dispun discordant pe fundamentul cristalin.

În partea de E a basinului Sălciuma-Iara, depozitele senoniene suportă încălecarea flancului de W al șisturilor cristaline din axul Munților Trăs-căului.

În regiunea Abrud contactul dintre Turon-Senonian și Cretacicul inferior a fost considerat ca reprezentând o suprafață de încălecare. Acestei interpretări se opun condițiile tectonice normale dintre Cretacicul superior și Cretacicul inferior din întreaga regiune și faptul că presupusele încălecări nu marchează contactul real dintre complexele cretacice.

Senonianul dela Prisaca, deși are o răspândire restrânsă, prezintă o deosebită importanță din punct de vedere tectonic. El este asociat cu depozitele eocene din fundamentul basinului Zlatna, care sunt influențate tectonic.

Cunoscând șariajul suferit de Senonianul din basinul mediu al Arieșului putem preciza existența unei tectonice de vârstă laramică. Senonianul dela Prisaca, asociat cu depozite eocene, pledează pentru deformări tectonice pirenene.

Senonianul din basinal inferior al Ampoiului (Tăuți) are o poziție complicată din punct de vedere structural și anume se prezintă sub forma unor sinclinale strânse în masa conglomeratelor cenomaniene. Fenomenul concordă cu deformările sedimentelor din partea de SE a Basinalui Zlatna, adică ele aparțin mișcărilor pirenene.

D) MIOCEN (TORTONIAN)

Munții Metaliferi se caracterizează prin trei bazine miocene intramuntoase, de dimensiuni variate și umplute cu sedimente de vârste diferite. dintre acestea Basinal Roșia se dezvoltă în regiunea noastră.

Basinal Roșia, complet izolat în mijlocul Cretacicului superior, este cel mai mic și situat în interiorul catenei. Prezintă o formă ovală alungită și este orientat NNE—SSW. Marginea sudică urmărește drumul principal al localității Roșia Montană, iar partea nordică este delimitată de curgerile de lave andezitice.

Umplutura Basinalui Roșia o formează numai depozitele tortoniene, pe când Basinal Zlatna este format din Aquitanian și Tortonian, iar Basinal Brad—Săcărâmb este alcătuit, pe lângă aceste etaje, și din depozite sarmațiene și pontiene.

Depozitele miocene, legate de manifestările vulcanice terțiare, au fost descrise la început de POSEPNY sub denumirea de « Lokalsediment ». HAUER și STACHE au observat asemănarea dintre gresiile din Basinal Roșia și cele dela Fața Băii (Zlatna), pe care le credea că aparțin unei serii superioare, fosilifere de vârstă neogenă. M. PÁLFY (69) și ST. FERENCZY (12) au considerat mai târziu această serie ca aparținând Mediteraneanului II. Recent, depozitele neogene dela Roșia au fost atribuite, fără dovezi paleontologice sau argumente stratigrafice, Pliocenului (87).

Descrierea petrografică. Tipurile de roce cele mai caracteristice ce aparțin basinalui miocen dela Roșia sunt:

Gresia cuarțitică albă-cenușie, galbenă-ruginie prin alterație, se prezintă fin stratificată și se desface în plăci groase de 1—2 cm. La microscop, arată următoarele minerale componente: cuarțul, în grăunțe mici și aproape uniforme, cu conturul detritic, extincție onduloasă, reprezintă 90% din masa rocei. Muscovita, în lamele foarte fine, este rară (2—4%) și dispusă desordonat printre grăunțele de cuarț. Feldspatul plagioclaz, maclat polisintetic, se prezintă proaspăt și cu contur detritic (1—2%). Limonita, sub forma de pulbere fină, este răspândită printre grăunțele de cuarț.



Gresia conglomeratică, de culoare cenușie cu pete albe și aspect tufaceu, cuprinde elemente slab rulate de gresii cretaceice și material eruptiv. Ea prezintă treceri la conglomerate sau breccii.

La microscop se observă în această gresie următoarele minerale: cuarțul zgâriat în grăunțe seriate, cu contur detritic zimțuit și extincție onduloasă, (35%). Feldspatul se prezintă în grăunțe detritice, proaspete, cu lamelele de extincție caracteristice plagioclazului maclat polisintetic sau sericitizate în cea mai mare parte. Se găsește în cantități egale cu cuarțul (35%). Muscovita, cu dimensiuni variate, apare în lamele foarte rare (2%). Material tufaceu uneori cu un aspect breccios 25% și grăunțe de limonită, izolate și rare, 2%.

În afară de aceste roce psefite-psamitice, dezvoltate bine la Orlea, Piciorac și Lespezi-Lespedari, se întâlnesc argile și marne cenușii-negricioase sau cenușii-albăstrui stratificate și cu numeroase bucăți de material riolitic remaniat din fundament. Aceste roce se dezvoltă în lungul Văii Roșia. La Lespedari complexul gresos-conglomeratic cuprinde la bază gipsuri, fapt ce pledează pentru vârsta mediteraneană superioară. La Piciorac, gresiile albe tufacee arată o direcție N 20° E și înclină spre NW cu 15°.

Faciesuri și vârstă. Tortonianul este bine dezvoltat în celelalte bazine intramuntoase și se află asociat cu complexul detritic roșu, atribuit Aquitania-nului.

În Bazinul Zlatna, fiind dezvoltat pe suprafețe întinse, am deosebit următoarele faciesuri caracteristice Tortonianului: faciesul litoral detritic, reprezentat prin conglomerate și gresii, faciesul litoral recifal cu calcare cu *Lithothamnium* și Ostreide, faciesul neritic de mică adâncime, alcătuit din gresii și marne cu Globigerine și faciesul lagunar, cu gipsuri.

Basinul Roșia cuprinde numai faciesul neritic de mică adâncime, reprezentat prin conglomerate, gresii, marne și argile, și faciesul lagunar cu gipsuri ce exclude existența depozitelor pliocene la Roșia. Faciesul recifal fosilifer nefiind dezvoltat lipsesc și argumentele paleontologice necesare precizării vârstei depozitelor caracteristice.

Pentru vârsta tortoniană pledează următoarele date:

Asemănarea petrografică cu depozitele detritice ce aparțin Tortonianului din bazinul Zlatna. Gresia de Fața Băii prezintă mari afinități cu Gresia de Orlea, iar marnele cu Foraminifere dela Glodu pot fi comparate cu marnele dela Roșia. Tipurile de roce dela Roșia nu pot fi confundate cu depozitele aquitaniene și nici cu cele pliocene.

Situația geologică a depozitelor neogene dela Roșia pledează de asemenea pentru o vârstă tortoniană. Forma de basîn denivelat mult față de relieful

*materialul cenușiu, stratificat și mineralizat
cu fier și galena este r*



înconjurător datorit Cretacicului superior, a făcut să se conserve depozitele sale. Asemenea bazine încastrate în fundamentul mesozoic nu se cunosc în timpul Pliocenului. Când intervin depozitele pliocene în bazinele intramuntoase, ele ocupă o poziție superioară reliefului, care de obicei are aspectul colinar, slab ondulat. De asemenea Pontianul încheie seria neogenă a basinelor și nicăeri nu formează umplutura lor unică.

Pentru a demonstra invaziunea cătenei de către apele lacului pliocen ar trebui să se identifice o serie de petece izolate de Pontian, prin care să se poată reconstitui legăturile cu lacurile pliocene învecinate.

Răspândirea actuală a depozitelor tortoniene demonstrează continuitatea unei mări miocene. Din Basinelul Transilvaniei prin golful Ampoița marea tortoniană a invadat Basinelul Zlatna și de aci a trecut mai departe până în Basinelul Roșia.

Pentru vârsta tortoniană mai pledează și restul de *Conus* găsit de W. ZSIGMONDI în galeria de Stat dela Roșia. Această formă marină exclude existența Pontianului, Sarmațianului și Aquitanianului, ce sunt reprezentate prin depozite lacustre sau salmastre.

Depozitele dela Roșia reprezintă sedimentele cele mai avansate în interiorul Munților Metaliferi depuse într'un basîn adânc și salvate de eroziune prin nivelul scăzut la care se află față de celelalte formațiuni înconjurătoare. Ele aparțin unei transgresiuni marine a Tortonianului, ce a invadat puternic masivul Munților Apuseni, pătrunzând prin culoare și stabilindu-se în regiunile depresive cele mai interioare.

Prezența Tortonianului dela Roșia, este interesantă prin faptul că demonstrează invaziunea puternică a mării tortoniene pe amplasametul actual al Munților Metaliferi și separă în timp erupțiile. Marnele și argilele tortoniene, fiind dispuse pe masa riolitelor, precizează vârsta lor pre-tortoniană, fapt ce concordă cu datele de observație procurate din regiunea Zlatna. Gresiiile dela Igren, fiind acoperite de andesitele dela Rotunda, demonstrează vârsta post-tortoniană a andesitelor cu amfiboli. Interpunerea Tortonianului dela Roșia între cele două categorii de efuziuni se paia—printr'o durată apreciabilă de timp—două faze eruptive.

E) ROCELE EFUZIVE TERȚIARE

Istoric. Problema care a format obiectul principal al diferitelor cercetări este descrierea corpurilor eruptivi de care sunt legate mineralizațiuni bogate și exploatate din timpuri preistorice. În deslegarea acestei probleme, care urmărea practic dezvoltarea mineralizațiilor de aur, s'a cercetat extinderea efuziunilor, nomenclatura și vârsta lor.



F. S. BEUDANT (4) a făcut primele descrieri detaliate ale tipurilor de erupții (riolite, trachite) și a conturat schematic corpii eruptivi dela Roșia.

M. PÁLFY a reprezentat pe harta geologică a regiunii Abrud efuziunile din vecinătatea localităților Roșia, Bucium și Baia de Arieș. Datele sale cartografice au fost utilizate de toți cercetătorii; contururile geologice corespunzând realităților terenului.

Ridicățile cartografice parțiale ale rocilor efuzive, mai ales a celor mineralizate, au format obiectul de cercetare al diferiților specialiști, dintre care menționăm pe I. SZÁDECZKI, care a cartat regiunea Roșia și K. PAPP (72), care a ridicat erupțiile din regiunea Bucium.

Nomenclatura întrebuințată la studiul efuziunilor terțiare a variat la diferiții autori.

Astfel F. RICHTHOFEN a deosebit următoarele trei tipuri de roce eruptive: trachite (trachitele normale și trachite propilitizate), riolite și bazalte.

HAUER și STACHE au separat în seria rocilor efuzive « post-eocene » următoarea suită de roce în ordinea vechimii: trachite propilitizate, trachite cuarțifere vechi, trachite normale, trachite cuarțifere noi și bazalte.

M. PÁLFY (69) a precizat ordinea următoare a tipurilor de roce efuzive: riolite, andesite cu piroxen, andesite cu amfibol și dacite.

Alți autori, care s'au ocupat de clasificarea și descrierea tipurilor de roce eruptive terțiare din Munții Apuseni, sunt: DOELTER, POSEPNY, TECHERMAK, B. INKEY, G. PRIMICS, A. KOCH. K. PAPP, SZENTPÉTERY, I. SZÁDECZKY, I. BÁNYAI, V. STANCIU și I. ATANASIU. M. SOCOLESCU (87) a întrebuințat numiri locale în clasificarea rocilor efuzive și anume pentru regiunea noastră: bazaltele tip Detunata și andesitele tip Rotunda.

Răspândire. În Munții Metaliferi, POSEPNY (78) a separat următoarele 4 zone de erupțiuni terțiare cuprinse în perimetrul aurifer, ce au fost utilizate apoi de toți cercetătorii: Zona Baia de Arieș, Zona Roșia Montană-Bucium, Zona Stănița-Pătrânjeni și Zona Caraci-Secăraș.

După cum se vede, regiunea Abrud cuprinde primele două zone.

Analizând repartitia efuziunilor din regiunea Abrud se observă o asociație de corpi eruptivi și produse vulcanice suprapuse, alcătuind următoarele grupe: Grupa Roșia, Grupa Bucium, Grupa corpurilor izolate Geamăna-Detunata și Grupa Baia de Arieș.

Grupa Roșia este orientată E—W și se întinde pe teritoriul localităților Roșia Montană, Corna, Bucium Muntar și Vârtop. La alcătuirea acestei prime grupe iau parte riolitele reprezentate prin doi corpi eruptivi principali, Cărnice (fig. 13) și Cetate, precum și alți șapte corpi secundari, înnecați în pro-



dusele vulcanice, ce ocupă o suprafață circulară al cărei centru este localitatea Roșia Montană.

În partea de Est a riolitelor (Bucium Muntar-Giurcuești) se dezvoltă corpii andezitici, Rotunda, Curmătura și Vf. Poienii, înconjurați de pachete de lave suprapuse.



Fig. 13. — Riolitul dela Cârnic (Roșia Montană), în primul plan.

La N de Roșia se întâlnesc, pe culmile ce descind către V. Abrudului, lavele andezitice, tăiate de văile intermediare sub forma unor digitații.

Grupa Bucium este orientată N—S și se dezvoltă pe teritoriul comunelor Bucium Sat, Bucium Izbita, Bucium Șasa, Bucium Poieni și Valea Dosului. La alcătuirea ei iau parte corpul riolitic dela Frasin corpul dacitic dela Colțul Mare precum și corpii andezitici dela Vulcoi—Corabia. Manifestațiile cele mai sudice aparțin andesitelor cu piroxen din V. Iadului. Lavele dacitice înconjoară neck-ul dacitic dela Colțul Mare, iar lavele andezitice corpurile andezitice dela Vulcoi—Corabia.

Grupa Baia de Arieș este orientată NE—SW și este reprezentată prin dacite (Poienița) și andesite. Regiunea noastră afectează numai sectorul sud-vestic al acestor erupții și anume andesitele dela Piatra Suligatei.

Grupa corpurilor izolate Geamăna-Detunata ocupă o poziție intermediară celor trei grupe amintite. Izolarea lor în mijlocul Sedi-

mentarului a făcut să fie descoperite de eroziune și să prezinte un caracter pitoresc ce constituie un punct de atracție pentru turiști.

1. DESCRIEREA PETROGRAFICĂ

Rocle efuzive din regiunea noastră vor fi descrise în ordinea impusă de compoziția lor chimică și anume după gradul de aciditate. Succesiunea tipurilor de roce este următoarea: riolite, dacite, daco-andesite, andesite cu amfiboli, andesite cu piroxeni și bazalte.

Riolite. Riolitele au fost analizate de primii cercetători, ele fiind bogat mineralizate la Roșia Montană. F. S. BEUDANT a făcut primele analize petrografice detaliate. Denumirea de riolit se datorește lui RICHTHOFEN.

I. SZÁBO (89) le-a aplicat la început denumirea de trahite cuarțifere cu ortoclaz iar apoi le-a recunoscut numele dat de RICHTHOFEN.

DOELTER (9) a considerat ca și POSEPNY riolitele dela Roșia ca reprezentând niște dacite.

M. PÁLFY (69), I. SZÁDECZKY (91) împreună cu cercetători mai noi, au întrebuițat denumirea de riolite pentru rocele bogat cuarțifere dela Cârnic, Cetate și Frasin.

Corpurile riolitice se prezintă cu dimensiuni și forme diferite la Roșia Montană și Bucium Șasa. La Roșia Montană ele apar pe două linii orientate E—W. Pe linia sudică apar două corpuri bine dezvoltate: Cetatea — Zeus — Afiniș și Cârnic—Piatra Corbului—Brazi.

Corpul Cetatea-Zeus-Afiniș prezintă o formă ovoidă cu baza la N și orientată NE—SW. Jumătatea sudică se ascute pronunțat și dispare mai jos de Găuri—Carpini.

Corpul Cârnic—Piatra Corbului—Brazi are forma patrată, cu colțurile rotunjite, și alcătuiește împreună cu Cetatea două neck-uri puternice, desgolite de mantaua produselor vulcanice. Ele au suportat o eroziune puternică peste care s'a instalat mai târziu curgerile andezitice.

La N acestor corpuri eruptive principale se întâlnesc corpuri riolitice cu suprafețele reduse și anume: Aurișul Monulesii, Carpinul Mic, Roșia, Letia și Văidoaia (trei corpuri mici). Ele sunt orientate NE—SW, se află în apropierea corpurilor mari Cetate și Cârnic și sunt înconjurate de lave și breicii riolitice (fig. 14). Breiciile se întâlnesc sub forma de benzi sau petece de dimensiuni variate mai ales în corpul eruptiv Cârnic.

Riolitele dela Roșia se prezintă cu aspecte variate datorită colorației, structurii, texturii, prezenței cristalelor de cuarț, caracterului breicios și stării de metamorfozare. Colorația, prezintă în general nuanțe deschise în comparație cu celelalte roce efuzive, putând fi albă sau cenușie-albăstrue (Văidoia), albă



sau gălbui-verzuie (La Brazi), galben-brună prin îmbogățirea în limonită (Cetatea) sau verzue prin apariția cloritei. Prin alterație, riolitele capătă o colorație roșie-ruginie, de unde derivă numele localității Roșia.



Fig. 14 — Riolitul dela Cetatea (Roșia Montană) cu exploatările vechi.

Structura riolitelor este de obicei porfirică din cauza grăunțelor de cuarț ce ajung dimensiuni de 5 mm, microgranitică sau felsitică datorită compușilor cuarțofeldspatici.

Textura riolitelor poate fi fluidală atât la riolite cât și la brecciile riolitice sau rubanată. Textura rubanată apare prin alternanța benzilor de cuarț de forme diferite și alungite precum și prin intervenția feldspaților cu aspect filiform.

Riolitele de Roșia se caracterizează prin abundența cristalelor mari de cuarț sub forma bipiramidată și a căror lungime este cuprinsă între 1—2 cm; prin alterație ele se detașează din masa rocei (La Brazi, Biserica catolică, Cărnice, Afiniș). De asemenea ele prezintă un caracter breccios, întâlnit mai ales la periferia corpurilor sau ca benzi dezvoltate în interiorul lor (Cărnice—La Brazi). Caracterul breccios se datorește fragmentelor colțuroase de riolite și blocurilor străine de micașturi, granite, gresii și șisturi cretacee.

Materialul petrografic din breccii aparține Cristalinului din fundament și depozitelor cretacee din vecinătatea imediată.

Microstructura arată, din cauza gradului diferit de sfărâmare a fenomenelor, riolite cu fenocristale bine dezvoltate (1—5 mm) și riolite tufacee cu o mulțime de grăunțe sfărâmate și amestecate în pastă.

Procesele metamorfice au afectat riolitele, transformând biotita în clorită, iar hornblenda în argilă (Biserica catolică, Roșia, SW Cetate).

La microscop se observă următoarele minerale:

Cuarțul ca fenocristale mici (1—2 mm) sau mari (1—2 cm), maclat și corodat magmatic, joacă un rol important în constituția riolitelor dela Roșia (8—10%).

Feldspatul se întâlnește în fragmente, rareori ca fenocristale (2—8%) reprezentate prin sanidin. Fenomenul de metamorfism este frecvent la feldspați și se manifestă prin caolinizare sau sericitizare.

Biotita se prezintă ca lamele brune bine individualizate sau ca fragmente ce suferă pseudomorfoze după mica albă sau mai adesea este cloritizată prin procese hidrotermale; în lamele de biotită se observă mici incluziuni de apatită.

Hornblenda verde-brună se întâlnește rar numai în varietățile bazice (Biserica catolică, Roșia) și se prezintă alterată și transformată în carbonați, coalin, grăunțe de apatită și magnetită.

Clorita, rară în paiete mici, a rezultat din transformarea biotitei. Mica verde prezintă un polichroism verde-galben și este însoțită de grăunțe de sfen (0,1 mm) rare (N Cetate).

Mineralele accesorii, în afară de apatită și sfen, sunt: grăunți de pirită, pirită auriferă și magnetită.

Dacite. Răspândirea dacitelor este restrânsă față de celelalte roce efuzive. Ele constituie neck-ul dela Colțul Mare (Bucium Șasa) de formă ovală și orientat N—S.

Riolitele dela Frasin au fost considerate de unii cercetători ca dacite, însă majoritatea analizelor petrografice au afirmat existența riolitelor (I. SZÁBO, POSEPNY, M. PÁLFY, P. ROZLOZNIK, K. PAPP).

Dacitele dela Colțul Mare au fost considerate de I. SZÁBO (82) la început (1874) ca «trahit cuarțifer cu ortoclaz» iar mai târziu ca «trahit cuarțifer cu andesin».

I. SZÁDECZKY (92) s'a ocupat de descrierea petrografică a riolitelor dela Frasin și a dacitelor dela Colțul Mare, constatând că acestea din urmă reprezintă un «andesit cu amfiboli cenușii, cu feno-elemente de plagioclaz de 2—5 mm grosime, în care se constată cu ochiul liber prezența cuarțului și a biotitului». Aspectul microscopic al dacitelor dela Colțul Mare variază prin natura și proporția feno-elementelor; pasta de culoare cenușie formează aproape jumătate din masa rocei. Feno-elementele mari de cuarț, feldspat plagioclaz, biotită și hornblendă, înconjurate de o pastă cuarțo-feldspatică, dau aspectul caracteristic rocei.



Cuarțul se află în cantități reduse (4—8%) ca grăunțe corodate în grosime de 0,5—1 mm.

Feldspatul plagioclaz predomină celelalte feno-elemente și se prezintă în cristale fisurate, fragmentate și ușor zonate. Reprezintă un oligoclaz, oligoclaz-albit în grosime de 1—2 mm.

Biotita, rară, proaspătă, idiomorfă se caracterizează prin pleochroismul *ng-nm*, brun-roșcat și *np*, galben și prin legătura intimă față de amfiboli. Unele lamele sunt parțial transformate în clorită.

Hornblenda verde prezintă pleochroismul *ng-nm*, verde verde-gălbui și *np* gălbui.

Minerale accesorii: apatita, zirconul (1 mm grosime).

Daco-andesite. În partea sudică a dacitelor dela Colțul Mare, în Dealul Ulmului și « La Tău » se întâlnesc singurele daco-andesite din regiune. Prezența daco-andesitelor este cunoscută în regiunea Zlatna (Breaza, Măgura Lupului), unde au fost descrise de ST. FERENCZY (13) în anul 1913 ca « andesite amfibolice cu cuarț ». K. PAPP (72) a menționat asemenea roce ca tranziție între dacitele de Colțul Mare și andesitele amfibolice dela Corabia.

P. ROZLOZSNIK (85) a caracterizat aceste daco-andesite ca andesite cu amfibol, în care se observă pe alocuri grăunțe de cuarț.

La microscop se observă: cuarțul corodat în grăunțe rare și mici, feldspat plagioclaz ca feno-elemente sau formând pastă fină și pigmentată cu magnetită; hornblenda ușor pleochroică.

Daco-andesitele nu formează corpi izolați ci reprezintă îmbogățiri locale de cuarț, suferite de andesitele cu amfiboli.

Andesite. Rocale efuzive cele mai răspândite din regiunea Abrud sunt andesitele. Ele se dezvoltă pe întinderi mari sub forma de neck-uri circulare sau ovale sau ca o cuvertură largă de curgeri de lavă. Neckurile având conturul circular se găsesc în regiunea Roșia (Rotunda, Vf. Poienii) și Bucium (Corabia), iar conturul oval se observă în regiunile Bucium (Vulcoi) și Geamăna.

Pachetele de lave suprapuse ocupă suprafețe întinse la N Roșia Montană—Vârtop, Rotunda—Giurcuc și Corabia—Vulcoi—La Tău. Petecele izolate dela D. Tihii, Corna, Dâmbul Floarei, Paltinul demonstrează că extinderea inițială a păturii de lave a fost mult mai mare. Eroziunea a îndepărtat cea mai mare parte din curgerile de lave, izolând petece mici pe cotele ridicate și producând zimțuirea pachetelor existente.

Se deosebesc două categorii de andesite: andesite cu amfiboli și andesite cu piroxeni.



Andesitele cu amfiboli sunt cele mai răspândite roce efuzive din regiunea noastră. Ele au fost descrise de HAUER și STACHE (1863) ca, «trahite cu oligoclaz și sanidin», iar de I. SZÁBO (1874) ca «trahite cu andezin și «trahite cu labradorit».

Lui DOELTER (9-11) se datorește introducerea termenului de andesite cu amfibol, întrebuițat de toți cercetătorii următori (I. SZÁDECZKY, K. PAPP).

Andesitele cu amfibol se întâlnesc la Bucium Poieni, (Vulcoi, Corabia) și la Roșia Montană—Bucium Muntar. Se prezintă colorate în cenușiu-verzui sau cenușiu-negricios, având la suprafață, vizibil cu ochiul liber, prisme de amfiboli în grosime de 1—5 mm, precum și cristalele de feldspat (1—12 mm) albe, care prin alterație și solvire lasă spații libere la suprafața rocei.

La microscop se constată următoarele minerale:

Feldspatul plagioclaz apare ca numeroase feno-elemente sau alcătuind pasta. Fenocristalele au o dispoziție zonală și infiltrații din pastă. Diferența de extincție între diferitele zone este accentuată. A fost determinat de I. SZÁDECZY ca un labrador, labrador-bitownit.

Biotita se întâlnește foarte rar.

Amfibolii se prezintă sub forma de cristale de hornblendă proaspete, mari și fragmentate. Hornblendă, cu contururi neregulate este verde-brună și ușor pleochroică conține incluziuni de apatită.

Augita galben-verzue și uralitizată apare în cantități foarte reduse la Vulcoi și E Roșia Montană.

Minerale accesorii: zirconul, apatita, magnetita.

Pasta verzue sau brună formează 3—4% din masa rocei și este constituită din microlite de plagioclaz și amfiboli, presărată cu o pulbere de magnetită.

Procese de alterare se observă la feldspați și amfiboli.

Andesite cu piroxeni. Andesitele bazice au fost indentificate numai în V. Iadului. Ele se recunosc după colorația neagră sau verde-negricioasă, datorită hiperstenului și după alterația avansată.

Feldspatul plagioclaz apare mai puțin frecvent decât la andesitele cu amfibol și este reprezentat prin fenocristale mici (2 mm), ușor zonate și a căror compoziție variază mult în conținutul de anortit (65—70%). Suferă procesul de albitizare care începe pe fețele de clivaj și fisuri și ajunge să substituie prin albit întreaga masă a plagioclazului. Necformațiile cloritice pătrund pe fisuri în interiorul feldspaților alterați.

Hornblendă se întâlnește sporadic în lame corodate puternic și clorizate parțial.

Hiperstenul se observă frecvent ca feno-elemente și microlite în pastă, unde se asociază cu microlitele de plagioclaz și grăunțele de magnetită.



Acțiunea metamorfică epigenizează piroxenii ca și celelalte elemente melanocrate.

Mineralele rezultate prin procesul de metamorfozare sunt: clorita provenită din piroxeni și amfiboli, sericită, hematita, epidot, sfen, calcită.

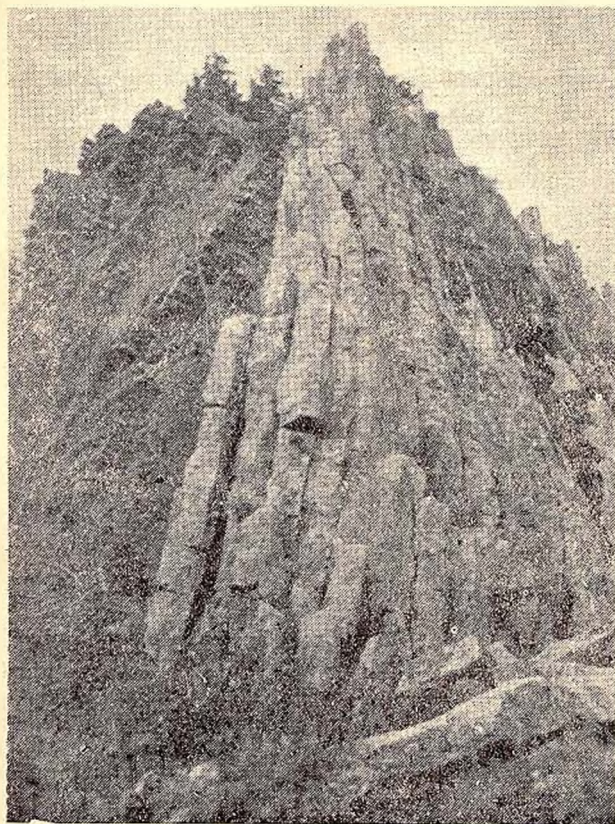


Fig. 15. — Coloanele de bazalt dela Detunata Goală (Buciumi Șasa).

Bazalte. În grupa corpurilor eruptive izolate apar bazaltele dela cele două Detunate: Detunata Goală (1169 m), cu coloanele poligonale descoperite (fig. 15) și Detunata Flocoasă (1265 m) cu o suprafață mai mare. Roca este compactă, de culoare cenușie - negricioasă sau neagră-verzue, cu pete verzi datorite olivinei. La microscop arată următoarele minerale:

Feldspatul plagioclaz, microlitic, se prezintă ca foițe cu conturul hexagonal; fenocristalele lipsesc. Este maclat polisintetic, iar maximul de extincție a lamelor zonare indică prezența unui plagioclaz cu 55% — 70% anortit (labrador). Structura zonală provoacă o variație a extincției și deci a constituției chimice. Deobicei

plagioclazul este proaspăt, uneori prezintă benzi alcătuite din pulbere de magnetit.

Olivina, indiomorfă sau fragmentată, arată forme prismatice, proaspete; pe fisuri pătrunde sticla din masa fundamentală, presărată cu magnetită. La exterior se încarcă cu hidroxizi de fer rezultați din alterație, iar în interior se observă incluziuni primare, formate din spineli.

Augita se prezintă în prisme microlitice de culoare brun deschis.

Cuarțul, în granule mici și rotunde, înconjurate de o coroană de reacțiune compuse din microlite de augită.

Structura rocei este porfirică, dată de feno-elementele de olivină și manifestă tendința de reducere a feno-elementelor. Masa fundamentală are aspectul intersertal și este formată din microlite de feldspat și augit cimentate prin sticlă.

Modul de zăcământ al bazaltelor dela Detunata a fost reconsiderat de I. MAXIM ținând seama de rezultatele ultimelor cercetări.

2. FAZELE DE ERUPȚIE

Sucesiunea în timp a erupțiilor este problema desbătută de primele studii ale rocilor efuzive. La început criteriul compoziției mineralogice, adică gradul de aciditate sau bazicitate, a servit ca bază la stabilirea diferitelor faze de erupție.

Pe criteriul mineralogic se bazează succesiunea rocilor efuzive stabilită de F. S. BEUDANT, POSEPNY și HAUER și STACHE.

Ulterior, s'au considerat raporturile între diferite tipuri de roce eruptive, analizându-se în special succesiunea pe verticală a produselor vulcanice.

K. PAPP a considerat că succesiunea în spațiu a erupțiilor din regiunea Bucium se suprapune cu aceea în timp.

În spațiu, succesiunea este următoarea dela N la S: riolitele dela Frasin dacitele dela Colțul Mare, andesitele cu amfibol și andesitele cu piroxen.

Repartizarea în timp respectă întâmplător aceeași ordine și anume, andesitele cu piroxen sunt cele mai vechi, urmează apoi andesitele cu amfibol și dacitele dela Colțul Mare.

Dacă vârsta erupțiilor coincide cu repartiția lor în spațiu în regiunea Bucium, în celelalte regiuni această coincidență nu se mai repetă.

Orizontarea sedimentelor terțiare a servit în ultimul timp la determinarea vârstei relative a erupțiilor. Complexul sedimentar roșu fiind însă considerat greșit ca aparținând Tortonianului, iar Miocenul dela Roșia fiind repartizat Pliocenului, se înțelege că fazele de erupție bazate pe astfel de date stratigrafice nu au dat rezultate satisfăcătoare. Din cele de mai sus se vede cum criteriile unilaterale nu pot duce la precizarea datelor de erupție. Pentru determinarea lor în condiții optime trebuie să se țină seamă de toate datele informative.

Ținând seamă de observațiile stratigrafice pe care le oferă regiunea Abrud, precum și celelalte regiuni vecine, am ajuns la următoarele constatări:

Suprapunerea curgerilor de lavă servește la stabilirea vârstelor relative a erupțiilor; lăvele cele mai tinere ocupă o poziție superioară lavelor mai vechi. Acest caz se poate aplica lavelor andezitice dela Gherghelcu, La Tău și Letia, care se suprapun vizibil peste riolitele dela Roșia, dovedind apariția lor



posterioră punerii în loc a riolitelor. O altă superpoziție a curgerilor de lavă nu se mai observă în restul regiunii.

Raporturile cu rocele sedimentare constituie cea mai bună metodă de a preciza vârsta erupțiilor, care se situează între depozitele cele mai tinere străbătute de erupție—sau peste care produsele vulcanice s'au așezat—și primele lor depozite acoperitoare.

În grupa Baia de Arieș, erupțiile străbat și acoperă șisturile cristaline; în lipsa Sedimentarului nu putem trage concluzii de ordin cronologic.

În grupa Bucium, efuziunile afectând depozite cretacice medii, nu putem deduce decât fapte fără importanță, anume că erupțiile au avut loc după depunerea Cretacicului mediu.

La Roșia Montană, intervenind depozitele tortoniene, avem posibilitatea să distingem, în timp, riolitele față de andesite. Depozitele tortoniene fiind dispuse discordant pe riolite, demonstrează vârsta ante-tortoniană a riolitelor, iar andesitele amfibolice suprapunându-se Tortonianului indică o vârstă post-tortoniană.

Succesiunea pe verticală a lavelor și intervenția Tortonianului au condus deci, la precizarea unei diferențe de vârstă între riolitele de Roșia și andesitele de Rotunda; singura precizare de ordin stratigrafic ce ne-o oferă regiunea Abrud.

Vom analiza acum raporturile dintre depozitele terțiare și rocele efuzive din regiunea Zlatna, unde ambele formațiuni se găsesc în condiții favorabile de cercetare.

Complexul detritic roșu (Aquitanian) cuprinde cel puțin trei intercalații de lave riolitice situate în bază. Corpurile riolitice lipsind în regiunea Zlatna, considerăm nivelele cu lave riolitice ca produs al riolitelor dela Roșia. Cum ele indică o vârstă ante-tortoniană putem preciza că s'au manifestat prin trei erupții succesive, localizate în jumătatea inferioară a Aquitanianului.

În legătură cu depozitele roșii aquitaniene apar și andesitele cu piroxen dela Fața Băii și Zlatna (Valea lui Paul, Valea Mare). Apariția lor sub formă de culot-uri este restrânsă numai la depozitele aquitaniene, nicăeri nu au fost identificate în depozitele tortoniene. Aceste constatări ne conduc la precizarea vârstei lor ca fiind cuprinsă între Aquitanian și Tortonian.

Cercetând mai îndeaproape raporturile dintre andesitele piroxenice și depozitele aquitaniene constatăm următoarele:

La confluența Văii Mari cu V. Ampoiului se observă o intercalație de lavă de andesite bazice în conglomeratele aquitaniene, ce oferă posibilitatea de a preciza poziția în timp a andesitelor piroxenice. Lava bazică fiind intercalată între nivelul prim și secund al lavelor riolitice, rezultă că andesitele piroxenice au alternat cu primele manifestări de riolite. Manifestările au



fost reduse în timp și spațiu. Suprafețele mici ce ocupă andesitele cu piroxeni în Munții Metaliferi demonstrează extinderea lor restrânsă, iar limitarea lor între primele două erupții riolitice arată durata scurtă de manifestare.

Aplicând aceste rezultate la regiunea Abrud putem afirma că andesitele cu piroxeni din V. Iadului reprezintă andesitele cele mai vechi ce s'au manifestat odată cu erupțiile riolitice, la începutul Aquitanianului.

Aplicând metoda stratigrafică andesitelor cu amfiboli constatăm următoarele:

Lavele andezitice ale neck-ului Rotunda acoperă partea de E a riolitelor dela Roșia și totodată depozitele tortoniene dela extremitatea estică a basinelului miocen Roșia. Vârsta post-tortoniană apare deci clar din observațiile de teren.

Andesitele cuarțifere, bine dezvoltate în regiunea Zlatna (Breaza, Măgura Lupului), străbat depozitele tortoniene pe care le metamorfozează ușor la contact, iar curgerile de lavă se întind peste relieful post-tortonian, acoperind discordant Aquitanianul (Măgulici, Tuțuman) și Tortonianul (Brădet, Ciungi).

Din aceste date de observație nu putem concluda decât că andesitele cuarțifere, ca și andesitele cu amfiboli sunt post-tortoniene. Numai intervenția depozitelor sarmațiene ne-ar putea conduce la o mai precisă determinare a fazelor vârstei lor.

Cineritele servesc la identificarea fazelor de erupție atunci când se află intercalate în complexe sedimentare ce au luat naștere în regiuni apropiate de coșurile vulcanilor. Comparațiile la distanțe mari pierd din valoare, deoarece intervine nesiguranța provenienței. Materialul cineritic îl putem întrebuința la determinarea vârstei dacitelor ale căror raporturi cu Sedimentarul sunt necunoscute.

Tufurile dacitice sunt reprezentate prin mai multe nivele, dezvoltate în masa depozitelor miocene din Basinelul Transilvaniei. Ele au servit, în lipsa faunelor, drept criteriu de orizontare și anume:

Tuful de Dej marchează baza Tortonianului; Tuful inferior și intermediar subdivide Tortonianul, Tuful de Hădăreni se situează la baza Buglovianului, Tuful de Ghiriș separă Buglovianul de Sarmațian, Tuful de Sărmășel se află la partea inferioară a Sarmațianului superior, iar Tuful de Bazna este considerat ca limita de separare a Sarmațianului față de Pliocen.

Prezența tufurilor dacitice din Basinelul Transilvaniei, bine dezvoltate în partea de N și E, indică o fază lungă a erupțiilor dacitice, ce a durat dela începutul Tortonianului până la sfârșitul Sarmațianului, în șapte reprize principale. Localizarea lor în partea de N și E și absența lor din Tortonianul de pe flancul vestic, rezemat pe Munții Metaliferi precum și din Tortonianul dela Zlatna și Roșia, arată că erupțiile ce au dat naștere maselor cineritice



aparțin aparatelor vulcanice din Maramureș și Hărghita-Călimani. Tufurile dacitice nu pot servi decât la identificarea erupțiilor dacitice din Carpații orientali.

Prezența Tufurilor de Dej în pachetele groase și cu material grosolan vine de asemenea în sprijinul acestei idei.

Pe marginea de E a Munților Metaliferi, în Tortonianul litoral recifal, apar intercalații slabe și discordante de tuf dacitic, iar în bază Tuful de Dej este absent.

În Basinelul Zlatna, deși Tortonianul este bine reprezentat, tufurile dacitice apar ca un singur nivel continuu numai pe teritoriul localității Almaș (D. Urdașului, D. Fidecului). Ele fiind situate la partea superioară a depozitelor tortoniene pledează pentru niște erupții tortoniene superioare. Este de observat că nivelul de bază al tufurilor dacitice (Tuful de Dej) lipsește și din bazinele miocene intramuntoase ale M-ților Metaliferi.

Trebue să remarcăm că tufurile dacitice constituie mărturii nu numai pentru efuziunile dacitice, relativ rare în regiunea noastră, ci ele pot fi produse și de manifestările andesitelor cuarțifere ce prezintă o răspândire mai mare.

Breciile vulcanice, în constituția cărora intră și materialul sedimentar, pot fi utilizate la stabilirea fazelor eruptive. Riolitele dela Roșia conțin blocuri de granite, gneisse și micașisturi, ceea ce trădează fundamentul cristalin. De asemeni ele cuprind gresii și argile cretacice pe care le-au străbătut și în mijlocul cărora au erupt.

În lipsa altor argumente, natura petrografică a sedimentelor din brecii ar fi pledat pentru o vârstă post-senoniană. Lavele andezitice dela Neagra-Breaza cuprind numeroase intercalații de gresii și marne cu Globigerine tortoniene smulse din fundamentul miocen pe care au curs. Aceste intercalații, considerate ca depuneri în timpul curgerilor de lavă, ar pleda pentru o vârstă tortoniană a andesitelor cuarțifere. Cum baza lavelor arată o dispoziție indiferentă față de limita Tortonianului rezultă că ele au curs după sedimentația lui. În fine, comparația la distanță poate fi utilizată în lipsa mijloacelor analizate mai sus. În regiunea Abrud o vom aplica pentru bazaltele dela Detunata, ce se află izolate în mijlocul depozitelor cretacice medii.

Lipsa unor raporturi între bazalte și sedimentele neogene sau alte manifestări vulcanice ne impune să facem uz de comparația cu bazaltele din Munții Perșani, cunoscute sub numele de bazalte de Racoș (Racoș—Bogata—Hoghiz—Lupșa).

Tufurile bazaltice depe flancul vestic al acestei catene prezintă faune bogate de apă dulce, ce caracterizează Dacianul, motiv ce a determinat pe cercetători să considere bazaltele din Perșani ca pliocene.



Prin analogie, în lipsa unor argumente locale, bazaltele dela Detunata (fig. 16) pot fi considerate de vârstă daciană.

Din expunerea de mai sus reiese prezența următoarelor faze de erupție, ce au avut loc în regiunea Abrud:

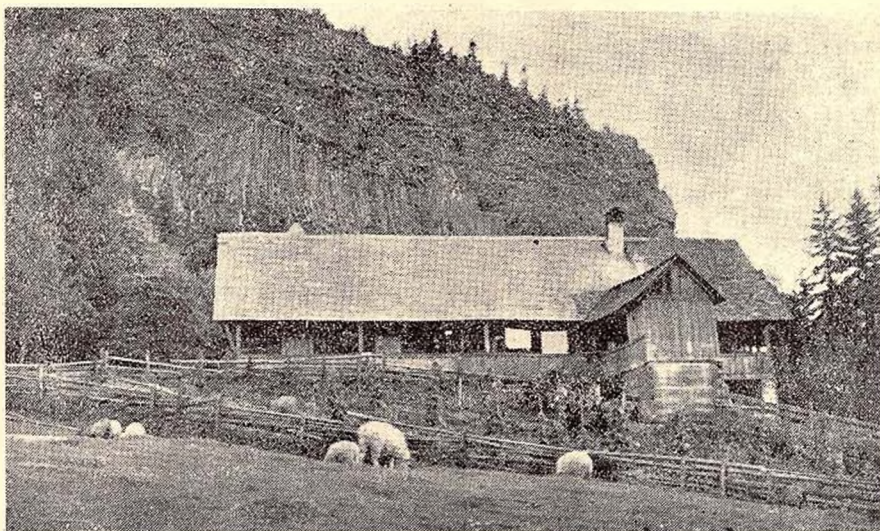


Fig. 16. -- Bazaltele dela Detunata Goală.

a) Faza de erupție a riolitelor de Roșia s'a manifestat prin aparate reduse la număr (*Cârnice, Cetate*) iar lavelle s'au răspândit pe suprafețe întinse (*Zlatna--Abrud*). A avut loc odată cu începutul Aquitaniului și s'a repetat de cel puțin trei ori în jumătatea lui inferioară. Din această primă fază fac parte numai riolitele dela Roșia, asupra celor dela Frasin facem rezerve din motivele următoare:

Riolitele dela Frasin nu prezintă aceleași caractere geologice ca cele dela Roșia; anume nu au fost supuse unei eroziuni puternice, nu suportă lave andezitice care să le indice vârsta relativă și nu prezintă legături cu sedimentele neogene.

Această situație face să le putem considera ca făcând parte dintr'o fază mai tânără decât aceea a riolitelor dela Roșia.

b) Faza de erupție a andesitelor piroxenice a urmat și s'a împletit cu prima fază. Dacă riolitele dela Roșia încheie un ciclu eruptiv, ai cărui primi termeni îi bănuiam după blocurile păstrate în masa riolitică andesitele cu piroxen s'au grăbit să înceapă un nou ciclu ce apare dezvoltat complet, însă cuprinzând o perioadă lungă de timp. Andesitele din V. Iadului V. Mare, Fața Băii aparțin acestei faze.

c) Faza de erupție a andesitelor amfibolice-dacite este cea mai bogată în aparate vulcanice și curgeri de lavă și cea mai dezvoltată în timp, extinzându-se peste Tortonian, Sarmatian și baza Pliocenului. În această fază pot fi înglobate andesitele amfibolice dela Vulcoi-Corabia, Rotunda, Vf. Poienii, Geamănele, andesitele cuarțifere dela Breaza, Măgura Lupului, Bucium-Poieni și dacitele dela Colțul Mare.

Ultimele două faze alcătuiesc al doilea ciclu eruptiv, reprezentat prin suita completă de roce neovulcanice în ordinea compoziției chimice anume tipurile bazice apar la început iar tipurile acide închid ciclul.

d) Faza de erupție a bazaltelor este ultima fază a neovulcanismului din regiunea Abrud și cea mai tânără din întreg teritoriul românesc.

Manifestările bazice din Pliocen arată începutul unui nou ciclu eruptiv, care până în prezent s'a oprit la primul său termen: bazaltele.

3. RAPORTURILE ROCELOR EFUZIVE CU SEDIMENTARUL

Rocle efuzive terțiare din regiunea Abrud prezintă raporturi diferite față de rocele sedimentare înconjurătoare. Aceste raporturi depind de modul de zăcământ a rocilor eruptive și de vârsta depozitelor sedimentare.

Neck-urile și culot-urile apar de obicei înconjurate de produse vulcanice (lave, tufuri), mascând legăturile cu sedimentele înconjurătoare. Numai andesitele dela Geamăna, dacitele dela Colțul Mare și bazaltele dela Detunata, apar izolate în mijlocul depozitelor cretacee. Aceste roce eruptive au conturul la suprafață oval alungit și se prezintă în adâncime sub forma de corpuri cilindrice deformate. Lucrările de galerie indică în porțiunile superficiale o tendință de revărsare laterală peste curgerile de lavă.

Produsele vulcanice, cu excepția celor ce aparțin corpului Rotunda, ocupă suprafețe reduse, ele menținându-se în apropierea locului de proveniență. Lavele andezitice se dezvoltă pe culmi, suferă prin eroziune dantelări ale marginilor, îmbucătățiri și în fine izolarea petecelor circulare, pe cotele cele mai înalte. Curgerile au avut loc pe platouri slab ondulate și s'au dirijat pe pantele mai accentuate ce erau orientate către actualul basin al Văii Arieșului.

Lavele riolitice dela Roșia se prezintă în condiții speciale; ele nu se dezvoltă pe reliefurile înalte ci ocupă fundul unei depresiuni, care și-a menținut caracterul și după manifestările vulcanice ale primei faze. Depunerile Mioценului și antrenarea lavelor andezitice dela Rotunda dovedesc prezența caracterului depresionar dela Roșia până în faza a treia a erupțiilor.



Grupa eruptivă Roșia se dezvoltă în mijlocul Cratacicului superior, pe care îl străbat toate neck-urile iar lavele le acoperă urmărind relieful contemporan erupțiilor.

Depozitele miocene, care au servit la deosebirea în timp a erupțiilor riolitice de cele andezitice, sunt dispuse pe masa riolitelor și suportă andesitele dela Rotunda.

Elementele din brezii dovedesc prezența șisturilor cristaline în fundamentul regiunii Roșia.

Grupa eruptivă Bucium este constituită din neck-uri înșirate pe o linie N—S, ce străbat depozitele albian-vraconiene și lave andezitice ce acoperă în cea mai mare parte Albian-Vraconianul; numai la Boteș și Negrileasa ele afectează ușor Cenomanianul.

Grupa eruptivă Geamăna-Detunata, alcătuită din 4 corpuri eruptive dispuse simetric, se află în raporturi cu Albian-Vraconianul (bazaltele dela Detunata și cu Senonianul (andesitele dela Geamăna).

Grupa eruptivă Baia de Arieș este legată de șisturile cristaline din Pintenul de cristal; numai dacitele dela Colții Cioranului apar în Cretacul superior.

4. MINERALIZAȚIILE

Regiunea Abrud este cunoscută din timpuri preistorice prin mineralizația auro-argenteră, legată de corpurile eruptive și produsele vulcanice. Din punct de vedere geologic general, putem face următoarele constatări cu privire la repartiția acestor mineralizații:

Grupa Roșia prezintă cele mai vechi și mai bogate mineralizații legate de corpurile riolitice. Filoanele se continuă și în lavele înconjurătoare și străbat Miocenul, păstrând aceeași direcție. Erupțiile andezitice nu conțin filoane aurifere iar Cretacul superior nu a fost mineralizat.

Mineralizațiile din Miocen sunt legate de suprafețele de stratificație a marelui și argilelor și mai ales de rocele psamitice poroase.

Grupa Bucium se caracterizează prin mineralizații răspândite în toate corpurile eruptive și de natură diferită. Se constată o îmbogățire în filoane la extremitățile grupei; riolitele dela Frasin și în andesitele dela Vulcoi.

La Boteș—Vulcoi, Cenomanianul a suferit o mineralizație ne mai întâlnită în celelalte regiuni. Ea se datorește unor corpi eruptivi ascunși și materialului pșefito-psamitic al depozitelor cenomaniene.

Grupa Baia de Arieș, deși este constituită dintr'un număr important de corpi eruptivi dacitici și andezitici, numai corpul andezitic dela Pleșul cuprinde filoane metalifere.

Grupa Geamăna—Detunata este lipsită de mineralizații.

II. TECTONICA

Lămurirea complicațiilor tectonice din M-ții Metaliferi m'a condus la orizontarea Neocomianului, Barremian-Aptianului și Albian-Vraconianului; iar modificările paleogeografice, o consecință a tectonice, au provocat importante discordanțe necesare orizontărilor stratigrafice.

A) ȘISTURILE CRISTALINE

Masivul cristalin al Muntelui Mare limitează partea septentrională a regiunii cercetate; numai Pintenul dela Baia de Arieș este cuprins în colțul de NE al hărții ridicată de noi. Contactul șisturilor cristaline cu Cretacicul între Câmpeni și Baia de Arieș a format obiectul cercetărilor lui TH. KRÄUTNER, deaceia ridicările noastre s'au oprit la S acestei localități. Șisturile cristaline aparțin metamorfismului epizonal (V. Arieșului Mic) și cata-mesozonal (Bistra-Baia de Arieș) ce s'a efectuat într'o fază hercinică ante-permiară. Primele de pozite post-tectonice încep cu sedimentele detritice, de vârstă permiană (Verrucano).

Fenomenele tectonice cele mai interesante legate de Cristalin sunt următoarele:

1. Șariajul dela Câmpeni constatat la confluența celor două Arieșuri unde se observă o superpoziție anormală între șisturile sericito-cloritoase și parașisturile însoțite de o placă impozantă de calcare cristaline de tip mesozonal. Fenomenul de șariaj pare că se află în legătură cu încălecările repetate din Munții Bihor (fig. 17).

2. Șariajele din Bihor au fost evidențiate de P. ROZLOSZNIK și apoi reluate în studiu de D. GRUȘCĂ. Masele șariate sunt dirijate vizibil către N, ceea ce a determinat pe cercetători să afirme împingeri orientate S—N și pentru catena Munților Metaliferi.

3. Detașările în piteni din sectorul de N al regiunii noastre se caracterizează prin existența a trei piteni de șisturi cristaline și anume: Pintenul Baia de Arieș, care este cel mai important și mai dezvoltat spre S, Pintenul dela Bistra și Pintenul dela Sohodol. Desprinderea acestor piteni din masa cristalină este cauzată de înecarea cutelor și este evidențiată prin invadarea Cretacicului superior.

4. Ingresiunea mării turon-senoniene apare clar la marginea masivului cristalin prin izolarea pitenilor grație unor cuvete intermediare (Câmpeni, Lupșa) umplute cu depozite turon-senoniene. Invaziunea mării neocretace a depășit limita sudică a Cristalinului, instalându-se în depresiuni născute pe seama șisturilor cristaline (Vidra—Neagra).



Cristalinul M-telui Mare, trebuie considerat ca unitatea cea mai inferioară de vârstă paleozoică, cutată în faza hercinică, care a suferit şariaje mesozoice şi apoi şi-a găsit echilibrul într'o fază ante-neocretacică.

B) OFIOLITELE

În partea de SW a regiunii aflorează ofiolitele sub următoarele moduri diferite: lame în legătură cu calcarele jurasice, lama izolată dela Vulcoi — V. Dosului şi masa eruptivă dela E Baia de Criş *Arieş*.

Calcarele jurasice dela Brădeşti apar în legătură cu lame de ofiolite ce jalonează contactul anormal dintre Jurasic şi Cretacic inferior. Ele au fost antrenate la baza calcarelor tithonice. Poziţia tectonică a lamelor de ofiolite este vizibilă prin repetarea fenomenelor la N de V. Ampoiului.

Între satele Vulcoi şi Valea Satului se întâlneşte o bandă izolată de ofiolite orientată NW — SE. Pe flancul ei nordic se observă o încălecare faţă de Cenomanian, pe care-l suportă pe flancul opus. Este rezultatul unei deplasări tangenţiale sensibile. Simpla prezenţă a acestor raporturi demonstrează existenţa în fundament a ofiolitelor.

Şariajul fiind post-cenomanian, putem să-l înglobăm în fenomenele tectonice laramice, dovedite de noi în Basinul Zlatna.

Masa ofiolitică dela E de Baia de Criş prezintă o independenţă structurală. Ea face parte din zona axială a catenei, ce este subdivizată de basinul cretacic dela Stănişa şi basinul neogen Brad—Săcărâmb.

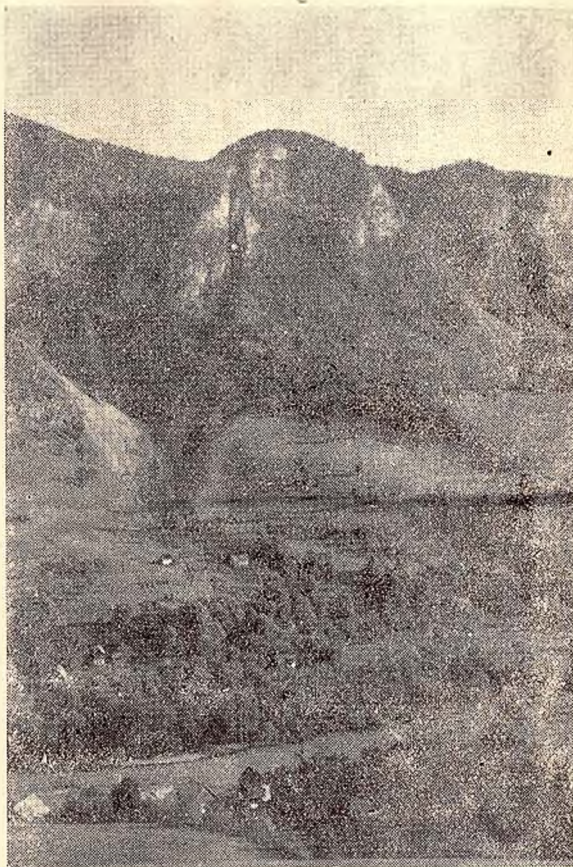


Fig. 17. — Încălecarea calcarelor cristaline peste seria epizonală în V. Arieşului Mic.

C) CALCARELE JURASICE

Raporturile calcarelor jurasice față de sedimentele cretacice sunt dintre cele mai interesante, ele au format obiectul primelor cercetări. Din cauza complicațiilor tectonice, calcarele dela Vulcan au fost atribuite Cretacicului de către HAUER și STACHE. Mai târziu, recunoscându-li-se vârsta jurasică superioară, cercetătorii s'au sesizat de poziția lor tectonică. Geologul SAWICKI, având intuiția realităților, a susținut că numai analizând toate « klippele » se poate ajunge la o soluție de ansamblu. K. PAPP, examinând raporturile dintre calcarele jurasice dela Vulcan și depozitele cretacice, a afirmat poziția sinclinală a calcarelor pe fundamentul cretacic. Mecanismul tectonic al calcarelor a fost explicat prin străpungerea Cretacicului inferior de către Jurasicul superior.

În general, autorii care s'au ocupat de « klippele » jurasice (VÁDASZ, TELEGD, SOCOLESCU) au admis ideea unui diapirism al calcarelor. Diapirismul calcarelor este un fenomen cunoscut, dar aplicat în orice condiții devine o formulă comodă și care în cazul de față nu se suprapune realităților.

În catena M-ților Metaliferi s'a generalizat ideea diapirismului aplicat la calcare, ajungându-se la o serie de absurdități. S'au considerat astfel ca diapire în primul rând blocurile surpate pe pantele rezezi ale reliefului. Deasemenea au fost înglobate în categoria « klippelor » jurasice din regiunea Crișul Alb o serie întreagă de calcare barrelian-apțiene. Având ocazia să cercetez cea mai mare parte dintre « klippele » jurasice din Munții Metaliferi și Munții Trascăului am putut stabili următoarele:

Nu toate calcarele considerate drept « klippe » sunt jurasice; ele pot aparține: Valanginian-Hauteriviului, Barrelian-Apțierului, Albierului și chiar Eocenului.

Modul de prezentare pe teren, caracterele lithologice și uneori microfauna ne oferă posibilitatea de a distinge vârsta deosebită a calcarelor albe ce prezintă afinități cu Calcarele de Stramberg.

Calcarele tithonice se înfățișează, în regiunile intens cutate (Munții Trascăului), sub forma unor lame antrenate din fundament.

În regiunile cu cutole larg dezvoltate (Munții Metaliferi) calcarele jurasice capătă alura sinclinală cu tendința de plutire pe fundamentul cretacic.

Raporturile clare dintre Jurasic și Cretacicul inferior, constatate în Munții Metaliferi, pot fi folosite în cazul « klippelor » din regiunea Abrud.

Vom trece acum la analiza detaliată a raporturilor tectonice dintre Calcarele jurasice superioare și Cretacicul inferior din regiunea noastră.

Calcarele jurasice dela Vulcan. La Vulcan, calcarele tithonice se prezintă sub forma unei mase impozante, cu conturul oval mai ascuțit



spre NW. Orientarea lor este NW—SE; raporturile topografice sunt dintre cele mai interesante; calcarele jalonează linia de creastă și ocupă cotele cele mai înalte ale regiunii (1266, 1212, 965), iar văile din imediata apropiere sunt tăiate în Barremian-Apțianul din substratum (fig. 18).

Împrejurul masei calcaroase dela Vulcan se constată o superpoziție anormală între Jurasicul superior și Cretacicul inferior. Prezența calcarelor masive

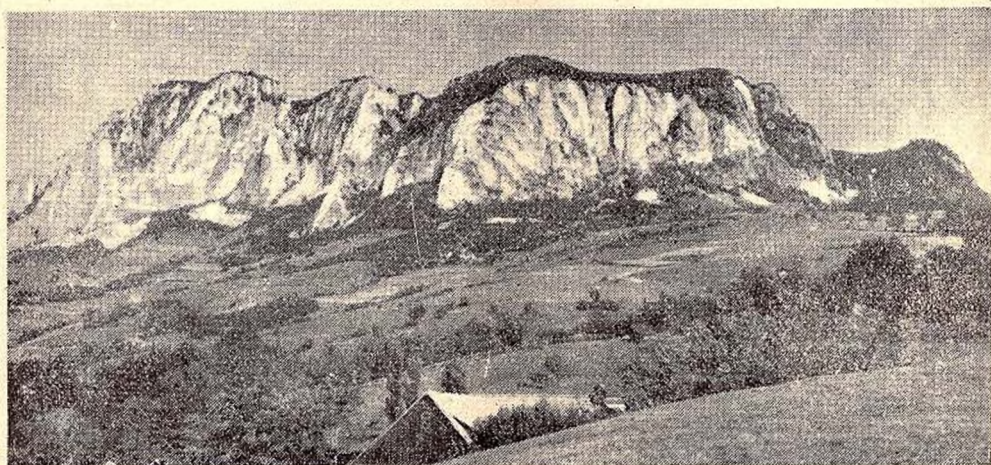


Fig. 18.— Calcarele jurasice dela Vulcan suportate de Barremian — Apțian.

izolate, cu situații topografice dominante, având conturul aproape circular, este demonstrativă. Contactul lor cu fundamentul cretacic, este anormal și vizibil. Ele desenează un sinclinal ușor ondulat și cu flancurile sensibil asimetrice.

Traseul contactului tectonic este independent față de direcția Barremian-Apțianului. Se distinge deasemenea o disarmonie între depozitele cretacice, puternic cutate și calcarele dela Vulcan, larg ondulate.

Conturul calcarelor dela Vulcan și prezența căderilor perisinclinale (Flișul cretacic nu prezintă nicăieri terminații perianticlinale, iar calcarele dela Vulcan nu atinge thalwegul niciuneia din văile învecinate) pledează pentru existența unui sinclinal susținut de masa Flișului cretacic inferior.

Prin eroziune, calcarele au rămas izolate pe culmea de separare a apelor în V. Crișului Alb și V. Arieșului, manifestând tendința să dispară foarte repede înainte de a fi atins cursul unei văi.

Calcarele dela Vulcan sunt un exemplu tipic de contact anormal între Jurasicul superior și Cretacicul inferior; ele reprezintă un sinclinal larg, asimetric și suspendat pe masa Flișului cretacic inferior.

Calcarele jurasice dela Pietrele Sohodolului. La NW de Vulcan apar trei petece de calcare tithonice dintre care primele două sunt paralele, orientate N—S, și prezintă un contur oval alungit. Alungirea petecelor de calcare în sensul longitudinal al stratelor este o dovadă de recutarea depozitelor. Alura isoclinală pe care o prezintă Pietrele Sohodolului dovedește recutarea suferită de baza calcarelor.

Deformațiile orogenice au făcut ca suprafața anormală Jurasic—Cretacic să nu-și păstreze caracterul aproximativ orizontal.

Calcarele dela Pietrele Sohodolului au alcătuit la început o masă comună cu cele dela Vulcan; separația actuală se datorește eroziunii normale.

Calcarele dela cota 901 (E satul Vulcan). La SE de calcarele dela Vulcan se dezvoltă câteva petece jurasice dezvoltate pe suprafețe foarte restrânse și aglomerate în vecinătatea cotei 901. Poziția acestor petece circulare este interesantă prin situația lor pe cota cea mai înaltă și prin placarea lor pe relieful topografic. Prin ele se stabilește legătura aeriană între calcarele dela Vulcan și cele dela Brădișor și se demonstrează existența unei mase continue de calcare tithonice ce se află actualmente subdivizată prin intervenția eroziunii de care au scăpat numai părțile izolate pe culmile cele mai ridicate (Vulcan, Pietrele Sohodolului) sau pe cotele cele mai înalte (901, 954, 849, 1035).

Calcarele dela Brădișor. Brădișorul (1035) se prezintă cu aceleași caractere ca și Vulcanul; calcarele tithonice se înfățișează cu un contur aproape circular, desenându-se ca un sinclinal aplatizat. Cercetând însă continuarea calcarelor jurasice spre NE (cota 954) și mai ales spre SW (cota 849) se constată că fundul sinclinalului este profund prins în depozitele barremian-apțiene. Suprapresiunile au deformat puternic calcarele dela Brădișor, pensând fundul sinclinalului în mod accentuat și vizibil.

Alt fapt de menționat în legătură cu Calcarele dela Brădișor este prezența aflorimentelor de ofiolite. Prezența lamelor ofiolitice este legată de contactele anormale dintre calcare jurasice și Barremian-Apțian.

Racordarea calcarelor jurasice dela Brădișor și cota 901, situate pe același aliniament cu cele dela Vulcan și Pietrele Sohodolului, se face aerian și aparține unei mase unice, încălecânde.

În concluzie, Pietrele Sohodolului, Vulcanul, Brădișorul reprezintă resturile unei importante mase de calcare, ce s'a deplasat pe un fundament alcătuit din depozite cretacice inferioare.

Calcarele jurasice reprezintă petece de acoperire ce plutesc și sunt local pensate în masa Flișului cretacic, formând mărturiile unei lame de șariaj importante, decolată de pe masa cristalină și antrenată pe un substratum cretacic inferior.



Calcarele dela Dușu. Calcările jurasice dela Dușu nu mai ocupă o poziție topografică superioară; ele au fost descoperite grație eroziunii exercitată de V. Rudelor. Relațiile cu depozitele de fundament nu se pot observa. Aci ne aflăm într-o regiune depresivă în care fundamentul barremian-apțian a fost denivelat, apoi a urmat umplerea cu depozitele cretacice medii. Calcările jurasice ne apar învăluite astfel în aceste sedimente fără a descoperi raporturile cu Flișul cretacic inferior.

Calcarele dela Valea Satului. În vecinătatea localității Valea Satului calcările jurasice sunt descoperite la partea superioară însă în bază raporturile cu fundamentul nu sunt distincte. Contactul cu depozitele ceno-maniene nu arată relații tectonice.

Calcarele jurasice dela Bucium. Aflorimentele de calcare dela Bucium sunt numeroase. Dintre ele am repartizat Jurasicul superior numai pe acelea dela Piatra Conțului și Poiana Boteșului (cota 1040). Raporturile acestor calcare cu fundamentul sunt vizibile și anume ele se prezintă sub forma unor solzi prinși în fundamentul barremian-apțian.

Calcarele dela Conțu și Poiana Boteșului ocupă o poziție topografică superioară, ele nu ating fundul văilor apropiate ci acoperă atât Barremian-Apțianul cât și Valanginian-Hauterivianul.

Raporturile tectonice, ținând seama de întinderea lor restrânsă, nu au valoarea celor prezentate de petecele dela Vulcan și Brădișor, cu toate acestea le putem considera ca făcând parte din aceeași unitate mare structurală superioară.

D) SERIA AUTOHTONĂ

Seria autohtonă este reprezentată prin masa cristalină și învelișul său permio-jurasic, precum și prin sedimentele cretacice inferioare. În acest capitol ne vom ocupa cu tectonica Cretacului inferior, care susține resturile pânzei amintite.

În regiunea Abrud, fundamentul este alcătuit din depozite cretacice reprezentate prin Valanginian-Hauterivian și Barremian-Apțian.

Cretacul inferior se află răspândit în patru regiuni diferite din punct de vedere structural și anume: regiunea Vulcan, regiunea V. Dosului, regiunea Mogoș și regiunea Bucium. Primele trei regiuni încadrează harta noastră, iar regiunea Bucium o străbate median.

Regiunea Vulcan prezintă cele mai interesante caractere prin dezvoltarea mare a sedimentelor barremian-apțiene și prin raporturile tectonice vizibile ale maselor jurasice. Regiunea Mogoș face parte din zona cretacică dela N de catena Trascăului, fiind alcătuită în cea mai mare parte din Barremian-

Aptian și apoi din Valanginian-Hauterivian sub faciesul Stratelor cu *Aptychus*.

Regiunea V. Dosului reprezintă zona barremian-aptiană cea mai dezvoltată; ea corespunde subsidenței maxime a geosinclinalului Munților Metaliferi.

Regiunea Bucium, situată în mijlocul teritoriului cercetat, prezintă un deosebit interes; deaceia vom insista mai mult asupra caracterelor ei structurale.

Eroziunea profundă exercitată de V. Buciumului (Bucium Poieni), de V. Izbicioarei (Bucium Izbita) și de V. Cerbului (Bucium Cerbu) a descoperit de sub învelișul Cretacului mediu, depozitele aparținând Valanginian-Hauterivianului și Barremian-Aptianului.

Valanginian-Hauterivianul apare pe V. Izbicioarei, (malul drept,) sub forma a trei anticlinale strânse între ele și al căror fundament nu este vizibil. Stratele cu *Aptychus* sunt frământate intim cu Barremian-Aptianul. Aceste anticlinale, reduse ca volum, sunt înclinate spre E. Pe malul stâng al Izbicioarei apare un alt anticlinal de Strate cu *Aptychus* înclinat deasemenea spre E.

Drumul către «Plaiul Boteșului» ne oferă deschiderile a trei solzi de Strate cu *Aptychus* direcți spre E.

Stratele cu *Aptychus* ne indică manifestările tectonice cele mai profunde, într-o gradație evidentă. Se deosebesc astfel șarniere de anticlinale, anticlinale cu deversări spre E și laminări puternice.

În V. Cerbului, Valanginian-Hauterivianul străbate și Albianul, iar la Dâmbul Floarei, aflorimentele neclare de Strate cu *Aptychus* par deasemenea să fi străpuns Albianul.

Deschiderile oferite de V. Buninginei arată prezența unui solz de Strate cu *Aptychus*, ca o intercalație tectonică în mijlocul Barremian-Aptianului.

Tectonica Valanginian-Hauterivianului lămurește întregul aspect structural al Cretacului inferior, indicând existența unui anticlinal ce apare independent și subdivizat din cauza variațiilor axiale și eroziunii normale.

Anticlinorium-ul Bucium, alcătuit din Valanginian-Hauterivian și Barremian-Aptian, apare din mijlocul Șisturilor negre albiene. Cutele sale prezintă variațiuni nete; părțile supraridicate sunt evidențiate de aparițiile anticlinale de Strate cu *Aptychus*, iar scoborârile maxime provoacă întreruperile Barremian-Aptianului prin intervenția depozitelor albiene.

Deversările spre E ale cutelor ce țin de Anticlinorium-ul Bucium constituie un caracter demn de menționat; ele sunt însoțite pe «Plaiul Boteșului» de laminări importante.

Limita de separație între Barremian-Aptian și Albian desenează indentațiuni, iar anticlinorium-ul se descompune în câțiva solzi prin intervenția



Albianului. Continuitatea structurală a Anticlinorium-ului Bucium este întreruptă de sedimentele albiene iar apariția lui corespunde cu prelungirea sud-vestică a Pintenului cristalin dela Baia de Arieș.

După cum reiese din cele de mai sus, în regiunea Bucium se desvoltă un anticlinorium complex cuprins în mijlocul depozitelor albiene și alcătuit din anticlinale cutate puternic și înrădăcinate în Stratele cu *Aptychus*.

Barremian-Aptianul este intim legat de Stratele cu *Aptychus* și solidar cu ele din punct de vedere tectonic. Suportă calcarele jurasice dela Conțu și Plaiul Boteș (cota 1040) ce pot fi considerate, ca și masele importante de calcare jurasice dela Vulcan și Brădișor, ca făcând parte din unitatea tectonică superioară, denumită de noi, Pânza mesocretacică a Munților Metaliferi.

E) TECTONICA MESOCRETACICĂ

Din examinarea deformărilor tectonice suferite de calcarele jurasice și de sedimentele cretacice inferioare rezultă existența unui domeniu cu structura în pânză. Cele arătate mai sus ne determină să considerăm calcarele jurasice ca reprezentând petecele izolate ale unei pânze. Fiind situate pe același aliniament E—W ele aparțin unei zone sinclinale din corpul inițial al pânzei. A defini limita acestei pânze numai după mărturiile izolate, salvate de eroziune, este dificil. Descifrarea poziției tectonice a calcarelor dela Vulcan, care acum ne apare ca o mărturie importantă și vizibilă a unei pânze, deși este complet izolată de marea masă șariată, a întâmpinat dificultăți. În stadiul actual al cercetărilor prezența unei pânze este indiscutabilă, iar masele de calcare dela Vulcan și Brădișor se integrează perfect în ansamblul structural identificat de noi.

În Munții Metaliferi, se observă în toate detaliile o mișcare orogenică importantă, ce s'a manifestat în faza mesocretacică, provocând nașterea unei pânze de decolare.

Calcarele plutinde dela Vulcan și Brădișor sunt mărturii ale unei lamei decolate de pe masa cristalină și antrenată pe un substratum de Fliș cretacice inferior.

Care a fost sensul de deplasare al lamei de calcare?

Mișcarea de ansamblu, ce reiese din analiza elementelor aflate în Munții Metaliferi s'a manifestat dela N spre S sau mai precis din spre masivul cristalin al Gilăului către zona Flișului cretacice din Munții Metaliferi. În regiunea Abrud intervin însă detalii tectonice care indică o mișcare aparentă dela S spre N.

Căderile calcarelor jurasice spre S a făcut pe unii autori să le atribue o importanță de prim ordin.

După noi, contra-șariajul nordic ce afectează elementele principale ale pânzei și seria în loc reprezintă un fenomen secundar de supra-compresiune.



Afirmând existența unor șariaje principale nordice înseamnă să admitem deplasări în sensul invers gravității.

Contra-șariajul spre N apare pe suprafețe mai întinse decât în regiunea Abrud și influențează sectorul de curbură a cutelor dela N V. Ampoiului.

Influența împingerilor contrare sensului general se resimte numai în sectoare izolate; conflictul între cele două sensuri aparente de împingere nu este generalizat, el se observă în regiunile depresive ale catenei, create din primele momente ale orogenezei și care au exercitat o putere atractivă asupra materialului sedimentogen. În regiunea noastră, atracția spre NE a calcarelor jurasice este explicată prin prezența Depresiunii Abrud. Restul catenei demonstrează o deplasare a sedimentelor jurasico-cretacice de pe masa cristalină către geosinclinalul Flișului cretacic al Munților Metaliferi, deplasare impusă de atracția gravitațională.

Calcarele jurasice din regiunea Abrud provin de pe masa cristalină a Munților Gilăului. Dovadă sunt masele puternice ce se întâlnesc astăzi în Munții Bihorului.

Denivelarea masivului cristalin față de geosinclinalul învecinat a provocat desprinderea de pe fundamentul cristalin și antrenarea spre S a calcarelor tithonice.

Terenurile intermediare (Triasic, Dogger) au dispărut prin laminare.

Situația actuală a petecelor de acoperire (Vulcan, Brădișor) se datorește unei recutări, care a deformat suprafața de bază orizontală a pânzei. Recutarea pânzei însoțită de aceea a Autohtonului a cauzat alungirea petecelor de acoperire în sensul longitudinal al cutelor.

Vârsta șariajului este post-apțiană, deoarece ultimele sedimente care au suportat masa încălecată aparțin Apțianului. Regiunea Abrud ne oferă o precizare mai mare a vârstei Pânzei mesocretacice prin depozitele transgresive ce au acoperit elementele izolate ale acestei mari unități tectonice. Cum primele sedimente discordante, ce acoperă transgresiv calcarele jurasice, aparțin Albianului putem afirma că pânza de decolare a M-ților Metaliferi a fost pusă « în loc » în faza austriacă pre-albiană.

În concluzie, regiunea Abrud prezintă câteva petece de acoperire suportate de Flișul cretacic inferior, mărturii ale pânzei de decolare desprinsă de pe fundamentul cristalin și antrenată pe domeniul geosinclinalului învecinat, în faza austriacă pre-albiană.

F) TECTONICA TERȚIARĂ

În regiunea Abrud fenomenele tectonice terțiare pot fi urmărite prin depozitele miocene, rocele efuzive și filoanele mineralizate.



1. Depozitele tortoniene orientate NW—SE sunt slab înclinate (15° — 20°) și alcătuiesc un simplu sinclinal cu flancul sudic suportat de riolite și flancul nordic acoperit de curgerile andezitice. Basinul Roșia nu este încadrat de falii, el nu reprezintă un basin de scufundare ci aparține unei mici zone subsidente. Depresiunea actuală a Abrudului corespunde unei zone de subsidență maximă născută pe amplasamentul geosinclinalului cretacic al Munților Metaliferi. Ea a funcționat tot timpul Cretacicului, atingând maximum de dezvoltare în Cretacicul mediu. În timpul Turon-Senonianului a suferit o deplasare a axei spre N, ce coincide astăzi cu linia mediană a Golfului principal Lupșa.

Zona de subsidență și-a restrâns treptat suprafața în timpul Cretacicului mediu și superior. În timpul Miocenului a fost redusă la o depresiune ce ocupa suprafața indicată de Terțiarul actual de pe teritoriul localității Roșia Montană.

Depresiunea Roșia a funcționat în intervalul Aquitanian-Tortonian. Lavele riolitice au umplut acest basin cu forma circulară, în timpul Aquitanianului. Depozitele tortoniene arată că basinul avea o formă ovală alungită în timpul invadării de către apele marine miocene.

Alungirea basinului Roșia coincide cu axul golfului cretacic superior al Lupșei, iar depozitele tortoniene indică o direcție apropiată de aceea a depozitelor senoniene.

În concluzie, basinul miocen Roșia nu este un basin de scufundare, încadrat de falii, ci reprezintă ultimele manifestări ale unei vechi zone subsidente.

Situația corpurilor eruptive ne dă posibilitatea să facem următoarele observațiuni:

2. Neck-urile riolitice dela Roșia, înșirate pe o linie NE—SW, diferă de orientarea neck-urilor andezitice din aceeași grupă sau din grupa Bucium. Direcția lor corespunde însă cu aliniamentele efuziunilor ce aparțin grupei Baia de Arieș.

Orientarea NE—SW a corpurilor eruptive dela Roșia este provocată de masa sisturilor cristaline orientate în același sens. Acest fapt ne determină să considerăm corpurile eruptive ale primei faze de erupții, ce au avut loc într-o depresiune paleogeografică, dezvoltându-se în lungul unei dislocații profunde, cauzată de marginea nordică a Pintenului dela Baia de Arieș. Neck-urile andezitice dela Rotunda, Vf. Poienii și Geamăna sunt orientate NW—SE; prezintă deci o direcție perpendiculară pe aceea a riolitelor.

Independența în timp a celor trei tipuri de efuziuni, însoțită de o independență a repartizării în spațiu, constituie argumente în plus pentru separarea fazelor de erupție.



Linia Rotunda—Geamăna se află în apropierea extremității sudice a Pintenului cristalin Baia de Arieș și este situată aproape perpendicular pe direcția lui. Această dispoziție ortogonală pledează pentru o linie de dislocație profundă produsă de masa cristalină din fundament, ce a fost utilizată de corpurile vulcanice ale fazei a treia de erupție.

Grupa eruptivă Bucium, orientată NNW—SSE, taie perpendicular culele cretacee. Independența ei față de suprastructură ne indică o linie de discontinuitate ce aparține fundamentului. Pintenul cristalin Baia de Arieș pare să fi suferit pe linia Frasin—Corabia, o deplasare puternică pe verticală.

Din cele de mai sus se vede că, corpurile eruptive ce aparțin la grupe diferite sunt legate de manifestările fundamentului cristalin. În Grupa Baia de Arieș, corpurile vulcanice au orientarea obligată de direcția șisturilor cristaline. Riolitele de Roșia corespund marginii de Nord a Pintenului cristalin Baia de Arieș, iar andesitele Rotunda—Geamăna, precum și corpurile eruptive dela Frasin—Corabia, corespund unor dislocații profunde, legate de asemenea de fundamentul cristalin.

În regiunea Zlatna se observă o zonă de erupții dirijată NW—SE, care se manifestă în jumătatea sudică și în mijlocul Basinului Zlatna, iar în N străbate depozitele cretacee. Linia eruptivă Stănița—Breaza corespunde orientării generale a Mesozoicului, precum și a depozitelor miocene din bazinele subsidente (Zlatna și Glodu), în alcătuirea cărora au intervenit și dislocații periferice.

Erupțiile din regiunea Brad—Săcărâmb aparțin unui larg basin miocen, format prin compartimentarea fundamentului alcătuit din roce diabazice triasice. Ele sunt concentrate pe următoarele linii: Rotunda—Curechi, Trestia—Săcărâmb și Hondol—Porcurea. Primele două linii sunt paralele între ele și orientate ENE—WSW; ele corespund cu marginile întrerupte la N și S ale masei diabazice principale. Linia Hondol—Porcurea orientată NNW—SSE, situată între primele două linii, flanchează marginea de E a basinelui. Această linie se continuă la N spre București—Rovina și este simetrică cu linia Stănița—Breaza situată pe partea de W a diabazelor din regiunea Almașului ce separă între ele bazinele miocene Brad—Săcărâmb și Zlatna.

3. Mineralizațiile, prin direcția filoanelor în care sunt localizate și care au fost identificate de numeroasele lucrări miniere, (fig 19) ne oferă noi date pentru lămurirea problemelor legate de tectonica terțiară.

Direcția filoanelor din riolitele dela Roșia este de N 15° — 20° W și se păstrează în corpurile eruptive, în produsele vulcanice precum și în depozitele miocene.

Corpurile diverse din grupa Bucium prezintă filoane cu ușoare deviații dela direcția filoanelor constatate la Roșia. La Vulcoi și Frasin filoanele sunt



orientate la fel cu cele dela Roșia. Intermediar direcția filoanelor prezintă dela S spre N tendința de orientare N—S (între Corabia și Colțul Mare) și apoi revenirea la orientarea generală NW—SE (Frasin).



Fig. 19.— Șteampurile dela Roșia Montană.

În general, direcția filoanelor identificate în grupele Roșia și Bucium corespunde dislocației de fundament provocată de o treaptă de scufundare a masei cristaline.

Riolitele dela Roșia mai prezintă, pe lângă filoanele menționate și o serie de filoane dispuse ortogonal și care coincid cu linia de orientare a riolitelor după marginea nordică a Pintenului Baia de Arieș.

Mineralizațiile dela Baia de Arieș aparțin filoanelor NE 45° SW, ca și direcția șisturilor cristaline în care sunt cuprinse corpurile eruptive.

În regiunea Zlatna, filoanele metalifere ale zonei Stănița—Breaza sunt orientate NW—SE, ca și direcția de apariție a corpurilor efusive ce coincide cu marginea de N a diabazelor dela Almaș. În fine, în regiunea Brad—Săcărâmb, mineralizările dela extremitățile basinului intramuntos aparțin filoanelor orientate NW—SE (Săcărâmb—Ruda) iar cele dela S Barza și Măgura—Trestia sunt dirijate N—S. Orientarea NW—SE corespunde liniilor de întrerupere a diabazelor, ce flanchează basinul, iar cea N—S accidentelor locale de fundament. Lipsa filoanelor în zona Porcurea—Curechi—Rovina face să nu putem considera în ansamblu problema distribuției filoanelor.

Evoluția deformărilor tectonice terțiare. În regiunea Abrud, după puternica fază de cutare alpină (ante-albiană), a intervenit orogeneza subhercinică, ce a

provocat cutarea Cretacicului mediu și determinarea noului geosinclinal senonian-paleogen. Faza laramică este scoasă în evidență de independența între Senonian și Paleogen, precum și de încăleările suferite de Senonianul din basinal Arieșului de pe marginea de W a Cristalinului Trăscău.

Senonianul ocupă sectorul nordic al regiunii Abrud, în basinal Zlatna se află numai ca petece salvate de eroziune pe marginea lui.

Paleogenul este reprezentat prin depozite eocene de facies Șotriile, dezvoltate jurîmprejurul basinalului intramuntos.

Șariajul ce-l suportă Eocenul în partea de SW a basinalului Zlatna demonstrează existența cutărilor pireneene. Intensitatea cutării depozitelor eocene, încetarea faciesurilor de Fliș și discordanța Oligocenului de facies epicontinental demonstrează prezența fazei pireneene în M-ții Metaliferi.

Absența depozitelor paleogene în regiunea Abrud face să nu putem afirma existența fazelor laramice și pireneene decât prin comparație cu cele constatate în restul Munților Metaliferi.

La Roșia Montană, existența produselor riolitice sub forma de umplutură a unei depresiuni morfologice, ne îndreptățește să credem că zona de subsidență cretacică la finele evoluției s'a redus la un basinal foarte mic ca întindere.

După erupțiile riolitice, apele mării tortoniene au sedimentat într'o mică fosă, situată la un nivel inferior, datorită cărui fapt Tortonianul a fost scăpat de eroziune. Lavele andezitice au contribuit deasemenea la conservarea sedimentelor tortoniene dela Roșia.

Aliniamentele corpurilor eruptive și direcția filoanelor mineralizate ne conduc la descifrarea tectonice de fundament.

Primit 30 Iulie 1951



BIBLIOGRAFIE

1. BANYAI I. Detonata. *Turista Közl.* 1916, Nr. 4. Budapest.
2. — Über das Kontaktgebiet von Aranyasbánya. (Baia de Arieș) *Földt. Közl.* XLIX, Budapest 1919.
3. — Zăcămintele aurifere din Muntele Boteș. *An. Inst. Geol. Rom.* XII. București 1927.
4. BEUDANT F. S. Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année 1818. Paris 1822.
5. BLANKENHORN M. Studien in der Kreideformation im südl. u. west. Siebenbürgen. *Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges.* 1900. Bd. 52, Berlin 1900.
6. BRANA V. Note sur l'âge des conglomérats de la région de Neagra (Distr. de Turda) *C. R. Inst. Geol. Roum.* Vol. XXI. București 1937.
7. COTTA B. Die Goldlagerstätten von Verespatak (= Roșia Montană). *Freiberger Berg.- u. Hüttenmänn. Zeitung.* Nr. 18, 1861.
8. — Über die Erzlagerstätten von [Offenbánya (Baia de Arieș). *Freiberger Berg.- u. Hüttenmänn. Zeitung.* 1861.
9. DOELTER C. Aus dem siebenbürgischen Erzgebirge. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* XXIV. 1874.
10. — Die Trachyte des siebenbürgischen Erzgebirges. *Tschermak's M. P. M.* 1874.
11. — Die jüngeren Eruptivgesteine Siebenbürgens. *Neues Jahrb. f. Min.* 1873.
12. FERENCZI ST. Das Tertiärbecken von Zlatna-Nagyalmás (Almașul Mare). *Föld. Közl.* XLV, Budapest 1915.
13. — Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Zlatna. *Mitteil. a. d. Mineralog.-Geolog. Samml. d. siebenb. Nationalmuseums.* 1913, II. Cluj 1914.
14. FILTSCH E. Reise in das siebenbürgische Erzgebirge, Hermannstadt. *Verh. u. Mitt. d. Siebenb. Ver. f. Naturwiss.* VIII, 1857.
15. GESELL AL. Das Petroleumgebiet von Luh und das Goldbergwerk von Verespatak (= Roșia Montană) *Jahresb. d. kgl. ung. geol. Anst. f.* 1898. Budapest 1900.
16. — Montangeologische Verhältnisse des Kornaer und Bucsumer-Tales, sowie des Goldbergbaues und die Berge Potes, Korabia und Vulkcj. *Jahresber. d. k. ung. geol. Anst.* Budapest 1901.
17. — Montangeologische Verhältnisse von Offenbánya (= Baia de Arieș) im Kom. Torda—Aranyos (Turda). *Jahresber. d. k. ung. geol. Anst. f.* 1900, Budapest 1902.
18. HAUER FR. u. STACHE G. Geologie Siebenbürgens. Wien 1863.
19. HERBICH FR. Über die Einteilung der Eruptivgesteine in Siebenbürgen. *Jahrb. d. siebenbürg. Mus.-Verh.* 1873.



20. HERBICH FR. Zur Verbreitung der Eruptivgesteine in Siebenbürgen Klausenburg, 1873.
21. — Paleontologische Studien über die Kalkklippen des siebenb. Erzgebirges, *Földt. Közl.* XVIII, 1888.
22. — Geologischen Beobachtungen in dem Gebiet der Kalkklippen am Ostrande des siebenbürgischen Erzgebirges, *Földt. Közl.* VII, 1877.
23. ILIE MIRCEA D. Recherches géologiques dans les Monts du Trascău et dans le Bassin de l'Arieș. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVII, 1923, Buc. 1935.
24. — Les nouvelles hypothèses relatives à la tectonique des Monts Métallifères de la Roumanie. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. III, București 1937.
25. — Rôle tectonique des « Klippes » dans les Monts Métallifères de Roumanie. *C. R. Ac. Sc. Roum.* I. 3, București 1937.
26. — Die Aptychus-Schichten in den Munții Apuseni. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. II, București 1934.
27. — The Cenomanian transgression in the Metalliferous Mountains of Roumania. *Ibid.* Vol. III, 1937.
28. — Geological structure of the Vulcan and Brădișor region. *Ibid.*
29. — Problème du Danien en Transylvanie (Roumanie). *C. R. Ac. Sc. Roum.* Tome III, București 1939.
30. — Structure géologique de la région aurifère de Zlatna (Roumanie) *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XXI, București 1940.
31. — Les brèches à éléments éruptifs des Monts Métallifères. *C. R. Ac. Sc. Roum.* Vol. II. Nr. 2. București 1938.
32. — Problèmes tectoniques dans les Monts Apuseni (Roumanie). *Ibid.*
33. — L'âge des roches effusives dans les régions aurifères des Monts Apuseni. *Ibid.*
34. — Les éruptions néogènes de la région de Zlatna. *C. R. Inst. Geol. Roum.* XXII, București 1938.
35. — Asupra geologiei regiunii aurifere din Munții Metaliferi ai României. *Bul. Soc. Nat. Rom.* Nr. 12. București 1938.
36. — Neocretaciul din basinul superior al Arieșului. *Bul. Soc. Nat. Rom.* Nr. 9. București 1936.
37. — Poziția stratigrafică a calcarelor cu *Calpionella* dela Almașul Mare (Hunedoara). *Ibid.* Nr. 14. București 1939.
38. — Die miozänen Sedimente der inneren Becken der Munții Apuseni. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. IV. Buc. 1939.
39. — Postsenone Überschiebungen im siebenbürgischen Erzgebirge. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. IV. București 1939.
40. — Contributions à la connaissance du Néocomien dans les Monts Apuseni. *C. R. Ac. Sc. Roum.* Tome III. București 1939.
41. — The presence of the *Actaeonella* genus in Roumania. *Notationes biologiae.* Nr. 1. București 1936.
42. — Sur la présence d'*Acanthoceras rotomagense* dans le Crétacé des environs de Brad. *C. R. Ac. Sc. Roum.* Tome III. București 1939.
43. — Sur les dépôts albiens du bassin de la Valea Ampoiului. *Rev. Științ. « V. Adamaki »* Vol. XXIX. Nr. 3—4. Iași 1943.
44. — Problema jaspurilor și radiolaritelor din Carpații României. *Bul. Soc. Nat. Rom.* Nr. 15. Buc. 1941.
45. — Monts Métallifères de Roumanie. Recherches géologiques entre la Valea Stremțului et la Valea Ampoiului *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XXIII. București 1950.



46. ILIE MIRCEA D. Les marnes à Rosalines de Prisaca Ampoiului (dép. Alba) C. R. *Ac. Sc. Roum.* Vol. VIII. Buc. 1947.
47. INKEY B. Anmerkungen zu dem Werk «Die geol. Verhältnisse und die Erzlagerstätten d. siebenb. Erzgebirges» von Dr. M. Pálffy. *Földt. Közl.* XLII, 1912.
48. KOBER L. Das alpine Europa. Wien 1931.
49. KOCH A. Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürg. Landesteile. II. Neogen. Budapest 1900.
50. LÓCZY L. Einige Betrachtungen über den geol. Aufbau der Geosynklinalen des siebenbürgischen Erzgebirges im weiteren Sinne und der nord-west-lichen Karpathen *Földt. Közl.* XLVIII, Budapest 1918.
51. LÓCZY L. JUN. Zur Kenntnis der Gosau-und Flyschbildungen in der Gegend von Aranyos. *Földt. Közl.* XLVII. Budapest 1917.
52. — Daten zur Kenntnis der Gosau- und Flyschbildungen des Aranyostales. *Jahresb. der k. ung. geol. R.-A.* 1916 Budapest 1917.
53. LÖW M. Montangeologische Studien in der Gegend von Verespatak (= Roşia Montană). *Jahresb. d. k. ung. geol. A. f.* 1913. Budapest 1914.
54. MACOVEI G. et. ATANASIU I. L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVI, 1931. Buc. 1933.
55. MRAZEC L. L'état de nos connaissances actuelles sur la structure des Carpatés Roumaines. Prague 1931—1932.
56. MÜCKE K. Beitrag zur Kenntnis des Karpathensandsteins im sieb. Erzgebirge. *Verh. d. k. k. R.-A.* Wien 1915.
57. NOPCSÁ FR. Zur Geologie der Gegend zwischen Gyulafehérvár (= Alba Iulia), Déva, Ruszkabánya (= Rusca Montană) u. d. rumän. Landesgränze) *Jahrb. d. k. ung. geol. Anst.* Bd. XIV. Budapest 1905.
58. PÁLFFY M. Die linke Seite des Aranyostales (= Arieşul) zwischen Topánfalva (= Câmpeni) und Offenbánya (= Baia de Arieş). *Jahresb. d. k. ung. geol. R. - A. f.* 1900, Budapest 1902.
59. — Die oberen Kreideschichten in der Umgebung von Alvincz (= Vinţul de jos, Alba). *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. A.* Bd. XIII. Budapest 1902.
60. — Zwei neue Inoceramusriesen aus den oberen Kreideschichten der siebenbürgischen Landesteile. *Földt. Közl.* XXXIII. 1903.
61. — Über die geologischen Verhältnisse im westlichen Teil des siebenbürgischen Erzgebirges. *Jahresb. d. k. ung. geol. A. f.* 1904.
62. — Beiträge zur genaueren Kenntnis des Gesteins von Kárnic bei Verespatak (= Roşia Montană). *Földt. Közl.* XXXV. 1905.
63. — Die geologischen Verhältnisse des mittleren Teiles des siebenbürgischen Erzgebirges. *Jahresb. d. k. ung. A. f.* 1905.
64. — Geologische Notizen über das Gebiet zwischen der Féherkorös und dem Abrudbache. *Jahresb. d. k. ung. geol. A. f.* 1902. Budapest 1904.
65. — Die Umgebung von Verespatak und Bucsum. *Jahresb. d. k. ung. geol. A. f.* 1909 Budapest 1912.
67. — Geologische Notizen aus dem Tale des Aranyosflusses. *Jahresb. d. k. ung. geol. A. f.* 1901, Budapest 1904.
68. — M. Vorläufiger Bericht über die Altersverhältnisse der Andesite des siebenbürg. Erzgebirges. *Földt. Közl.* XXXIII, 1903.
69. — Geologische Verhältnisse und Erzgänge des Bergbaues des siebenb. Erzgebirges *Jahrb. d. kgl. ung. geol. R. A.* Bd. XVIII, Budapest 1912.

70. PANTŐ D. u. LAZAR B. Bericht über die im Jahre 1912 in der Umgebung von Verespatak (= Roşia Montană) vorgenommenen Grubenvermessungen und montangeol. Aufnahmen. *Jahresb. d. k. ung. geol. R. - A. f.* 1912, Budapest 1913.
71. PAPP K. Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Strâmba. *Jahresb. d. k. ung. geol. A. f.* 1910.
72. — Die Umgebung von Bucşeny (= Bucium) im Komitat Alsöfehér (= Alba). *Jahresb. d. k. ung. geol. A. f.* 1913.
73. — Das taube Sediment von Zlatna. *Jahresb. d. k. ung. geol. R.-A. f.* 1914. Budapest 1915.
74. — Die Umgebung des Dimbuberges (= Dâmbău) bei Zlatna. *Jahresb. d. k. ung. geol. R. - A. f.* 1915. Budapest 1917.
75. PAUCĂ M., ILIE M. D. et BRANA V. Contributivns paléontologiqies à l'étude du Néocrétacé dans le Bassin supérieur de l'Arieş. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XXIII. Bucureşti 1940.
76. POSEPNY F. Allgemeines Bild der Erzführung im Sieben. Bergbau - Districte. *Jahresb. d. k. k. geol. R.-A.* XVIII. Wien 1868.
77. — Studien im Verespatak (= Roşia Montană) Erzdistrikt. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* XVII. 1867.
78. — Zur Geologie des siebenbürgischen Erzgebirges. *Ibid.* XVIII. 1868.
79. PRIMICS G. Diabasporphyrite und Melaphyre aus Siebenbürgen. *Jahrbuch. d. k. k. geol. R.-A.* 1860.
80. — Beiträge zur Kenntnis der Massengesteine des siebenbürg. Erzgebirges und des Bihargebirges. *Orv. Term. Tud. Értesítő* I, 1879.
81. PROTESCU O. Zăcămintele de bauxit din reg. Săhodol (jud. Alba) şi Vidra (jud. Turda). *Inst. Geol. Rom. Studii Tehnice şi Economice*, Seria A Nr. 8. Bucureşti 1939.
82. RICHTHOFEN FR. Studien aus den ungarisch-siebenbürgischen Trachytgebirgen. *Jahresb. d. k. k. geol. R.-A.* XI. 1860.
83. — Vorlage der geologischen Karte von Ost-Siebenbürgen. *Jahresb. d. k. k. geol. R.-A.* X. 1859.
84. — Tertiäre Eruptivgesteine von Ungarn u. Siebenbürgen. *Jahresb. d. k. k. geol. R.-A.* 1860.
85. ROZLOZNIK P. Die tektonische Stellung der Bihargebirgsgruppe (M. Apuseni) im Karpathensystem. *Math. Natw. Anzeiger der Ung. Ak. d. W.* LV. Budapest 1936.
86. SAWICKI L. Beiträge zur Morphologie Siebenbürgens. *Bull. Ac. Sc. Cracovie.* 1912.
87. SOCOLESCU M. şi GHITULESCU T. P. Étude géologique et minière des Monts Métallifères. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XXI. Bucureşti 1941.
88. STANCIU V. Provinciile minerale ale României. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj.* Vol. III. Cluj 1930.
89. SZABO I. Monographie des Abrudbányász-Verespatak (= Abrud—Roşia Montană) Gruben-distriktes besonders des Szt. Kereszt-Erbstollen der Verespatak-Orlaer kgl. ung. Gewerkschaft. *Math. Naturwiss. Ber. aus. Ungarn.* IX.
90. — Beiträge zur Kenntnis der Trachytbildungen des ungarisch-siebenbürgischen Grenzgebirges. *Földt. Közl.* IV. 1874.
91. SZ. DECZKY I. Zur Kenntnis der Eruptivgesteine des siebenbürgischen Erzgebirges. *Földt. Közl.* XXII, 1892.
92. — Über die Gesteine von Verespatak (= Roşia Montană). *Földt. Közl.* XXXIX. Budapest 1909.



93. TSCHERMACK G. Die Porphyrgesteine Österreichs aus der mittleren geologischen Epoche. Wien 1869.
94. VADÁSZ E. Beiträge zur Geologie des Klippenzuges Torda Ampolytal. *Jahresb. d. k. ung. geol. R.-A. f.* 1915. Budapest 1917.
95. VIENNOT. P. Recherches structurales dans les Pyrénées occidentales françaises. *Bull. des Serv. de la Carte géol. de la France.* Paris 1927.
96. VOITEȘTI I. P. Aperçu synthétique sur la structure des régions carpatiques. *Rev. Muz. Geol. Min. Cluj.* Vol. III. 1929.
97. — Evoluția geologico-paleogeografică a pământului românesc. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj.* Vol. V, Nr. 2, Cluj 1935.
98. ZSIGMONDY W. Über einen seltenen Petrefactenfund im Local-Sediment von Verespatak (= Roșia Montană). *Földt. Közl.* XV.





STUDIU GEOLOGIC ȘI PETROGRAFIC AL REGIUNII CENTRALE ȘI DE SUD-EST A MUNȚILOR RETEZATULUI

DE

LAZĂR PAVELESCU

TABLA DE MATERII

	<u>Pag.</u>
Considerațiuni asupra morfologiei regiunii centrale și de Sud-Est a Munților Retezatului	122
<i>A) Orografia</i>	122
<i>B) Hidrografia</i>	125
Vedere asupra literaturii geologice și petrografice referitoare la regiunea Retezatului	126
Descrierea geologică și petrografică a regiunii centrale și de Sud-Est a Munților Retezatului	130
I. Fundamentul cristalin al Autohtonului danubian	130
<i>A) Șisturile cristaline</i>	130
1. Seria de Drăgșan	131
<i>a) Complexul sericito-cloritos</i>	131
Șisturi sericitoase	131
Șisturi sericito-cloritoase epidotice	132
Șisturi cloritoase epidotice	133
Șisturi micacee	134
Roce amfibolice	137
Cuarțite	138
Cuarțite feruginoase	139
Șisturi talcoase	139



	<u>Pag.</u>
Gneise eruptive	139
Milonite	140
Calcare	141
b) Complexul amfibolic	141
Șisturi amfibolice sericitoase	142
Amfibolite cu epidot	143
Șisturi amfibolice	144
Șisturi cloritoase	146
Paragneise cu granat	146
c) Concluzii asupra Seriei de Drăgșan	146
2. Seria de Pilugu	147
Cuarțite	147
Gneise psamitice	148
Șisturi micacee	149
Șisturi sericito-cloritoase	150
Concluzii asupra Seriei de Pilugu	151
B) Masivele eruptive	152
1. Masivul eruptiv al Retezatului	152
a) Rocle granodioritice	154
Fiziografia microscopică a componentilor masivului granodioritic al Retezatului	154
Fiziografia rocilor masivului Retezat	156
Granodiorite	156
Gneise granodioritice	157
Gneise granodioritice laminate	158
b) Separații mai acide	160
c) Enclave	161
2. Masivul eruptiv Buta	161
a) Rocle granodioritice și granodioritele adamelitice	162
Fiziografia microscopică a componentilor granodioritului și ai granodioritului adamelic de Buta	162
Fiziografia rocilor masivului Buta	163
Granodiorite	163
Gneise granodioritice	165
Granodiorite adamelitice	167
Microgranodiorite adamelitice	168
b) Rocle filoniene	169
Granite cu microclin și turmalină	170
Porfire cuarțifere	170
Aplite	171
Pegmatite	171
Porfirite	171
Lamprofire	172
Cuarț hidrotermal	172
c) Enclave	173
3. Compoziția mineralogică a rocilor eruptive	173
4. Considerațiuni asupra formării masivelor eruptive	175

	Pag.
II. Depozitele sedimentare paleo-mesozoice	181
A) Depozite paleozoice	181
1. Carboniferul (?) Formațiunea de Tulișa	181
2. Permianul	184
B) Depozite mesozoice	185
1. Zona Stănuleți — Albele — Piule — Pieșa	185
Lias-Dogger (?)	185
Tithonic	186
Neocomian	186
2. Zona Păroasa	186
Lias-Dogger (?)	186
Tithon-Neocomian	187
3. Zona Toplița — Bordul Răstovianului	187
III. Ofiolite	187 ✓
V. Cristalinul Pânzei Getice	188
Paragneise cu biotit și granat	189
Micașturi	190
Cuarțite	190
V. Basinul aquitanian al Petroșenilor	190
Orizontul inferior	190
Orizontul mediu	191
Orizontul superior	193
VI. Depozitele cuaternare	194
Tectonica	195
A) Tectonica internă a Autohtonului danubian	196
1. Masivele eruptive	196
Masivul Retezatului	197
Masivul eruptiv Buta	198
2. Șisturile cristaline	198
Seria de Drăgșan	198
Seria de Pilugu	198
3. Structura depozitelor paleo-mesozoice	199
Formațiunea de Tulișa	199
Permianul	200
Sedimentele mesozoice	200
B) Ofiolite	200 ✓
C) Pânza getică	200
D) Basinul aquitanian	200
Concluziuni	202
Bibliografia	206



CONSIDERAȚIUNI ASUPRA MORFOLOGIEI REGIUNII CENTRALE ȘI DE SUD-EST A MUNTILOR RETEZATULUI

Regiunea Munților Retezatului constituie partea nord-estică cea mai înaltă și mai bine individualizată prin masivitatea sa, a « Inaltului Masiv Banatic », cum denumește DE MARTONNE (1906—1907) blocul muntos dela curbura Carpaților meridionali, cuprins între Jiu, Strei, Bistra, Timiș și Cerna.

Grupul muntos al Retezatului este izolat de celelalte masive prin culoarul adânc al Râului Mare și al Văii Lăpușnicului la W și SW, prin depresiunea Văii Jiului Românesc la S, prin V. Streiului la E și Basinul Țașăușului la N, ce constituie în același timp limitele sale naturale.

În cadrul Carpaților Meridionali, regiunea este situată la cca 26 km W de Petroșani, 70 km S de Deva și 110 km NE T. Severin.

Regiunea studiată în lucrarea de față cuprinde marile vârfuri ale Munților Retezatului și teritoriul situat la SE de aceste vârfuri, încadrate într'un patru-later limitat de Vf. Retezatului și Vf. Tulișei la N și V. Jiului Românesc la S.

În detaliu regiunea este delimitată astfel:

La W, de o linie ce trece prin Valea Seacă (afluent al Jiului Românesc), Vârful Stănuleții, Lunca Berhinei, Vf. Judelui, Vf. Șaselor și Vf. Retezatului;

La N, printr'o linie ce unește Vf. Retezatului cu capătul de S al Culmii Tulișa;

La E de V. Brazilor până la confluența sa cu V. Jiului Românesc;

La S, de coastele din dreapta ale Văii Jiului Românesc, dela confluența sa cu V. Brazilor până la Câmpul Jiului și V. Seacă.

A) OROGRAFIA

În acest teritoriu, se remarcă câteva unități morfologice bine distincte prin relieful caracteristic ce-l prezintă: Masivul propriu zis al Retezatului, Culmea Custurilor dintre V. Râului Bărbat și V. Jiului Românesc, Culmea Drăgășanului, Masivul calcaros dintre Lăpușnic și Jiu, regiunea culmilor prelungi ce coboară din culmea principală a Custurilor spre Jiu și în fine Basinel larg al Văii Jiului Românesc.

a) În partea de NW a regiunii cartate este cuprins aproape întregul Masiv propriu zis al Retezatului, constituit din creste alpine, cu vârfuri ascuțite și stâncoase, coaste abrupte și adânc crestate de jgheaburi prăpăstioase. Acest masiv este format în întregime din rocă granodioritică.



În morfologia acestui masiv deosebim trei șiruri de creste principale, ce se ramifică din Vf. Bucura (2436 m), situat în partea centrală a Masivului, spre NW SE și E.

Ramura nord-vestică formează creasta Retezatului cu Vf. Retezatu (2484 m), ce se continuă spre Valereasa; din ea se desface, o altă ramură către N, chiar dela Vf. Retezat, Culmea Stănișoara.

Ramura sud-vestică este constituită din lanțul muntos al Slăveiului cu Vrf. Slăveiul (2346 m), Vf. Șaselor (2320 m) și Vf. Judele (2382 m) și din prelungirea sa sudică spre cotul Lăpușnicului.

Ramura estică, cea mai impresionantă prin înălțimea mare a crestelor și prin sălbăticia lor, este creasta principală a Pelegii cu Vf. Peleaga (2511 m), Vf. Păpușa (2502 m) și Vf. Mare (2456 m). Din această culme, care constituie oarecum coloana vertebrală a masivului, pornesc numeroase creste: spre N, creasta Vf. Pietrele (2268 m), creasta Vf. Valea Rea (2312 m), creasta Galeșului (2246 m), creasta Vf. Mare (2456 m), iar în spre S se ramifică crestele sălbătice denumite Picioarele Pelegii.

În Masivul Retezatului se mai recunoaște urma Platformei Borăscu (DE MARTONNE, 1904) actualmente adânc crestată de numeroasele circuri glaciare situate de ambele părți ale înaltelor creste ale Slăveiului, Retezatului, Stănișoarei, Pietrele, Valea Rea, Peleaga și Păpușa. Unele din aceste circuri au o structură simplă, cum sunt de pildă cele trei circuri glaciare de sub Slăveiu și Păpușa, altele sunt mai complicate, ca de exemplu marele și grandiosul circ al Bucurei. Acest din urmă circ glaciari, care domină morfologia regiunii noastre, este compus dintr'un mare circ central înconjurat de șase circuri simple, dispuse în formă de amfiteatru. În cercul cel mai mare al Bucurei este localizat cel mai mare lac glaciari din munții noștri, având o întindere de 7 ha și adâncimea cea mai mare de 14 m. Câteva lacuri mai mici se găsesc în celelalte circuri mai mici.

Circurile de sub Vf. Slăveiul, de sub Vf. Șaselor și Vf. Judele prezintă deseori unele complicațiuni structurale, depărtându-se dela forma elementară a circurilor simple. În această categorie intră și circurile situate la N de Creasta Pelegii, cum este cercul de pe V. Stănișoarei, de sub Vf. Retezatului, cel de pe V. Pietrele, cele de pe V. Rea și de pe V. Galeșului, precum și circurile situate sub Vf. Mare în spre V. Râului Alb și în spre V. Râului Bărbat, și circurile de pe V. Lăpușnicului, de sub Peleaga.

În profil transversal, toate aceste circuri sunt caracterizate prin forma de U, iar longitudinal, ele prezintă o dispoziție în trepte. Așa, spre exemplu pe V. Pietrele, circurile sunt etajate: etajul superior fiind separat de etajul mediu prin pereți abrupti de cca 40 m, iar acesta de cel inferior, printr'o prăpastie de cca 100 m adâncime.



b) Din Vf. Păpușa, la extremitatea orientală a culmii principale Peleaga, se desface către SE, o ramură muntoasă importantă, constituită dintr'un șir de creste foarte ascuțite și abrupte, Creasta Custurilor, ce formează culmea despărțitoare a apelor repezi ale Râului Bărbat de afluenții Jiului. Această unitate morfologică, constituită pe de-a-întregul din șisturi cristaline, este formată dintr'o înlanțuire sinuoasă de custuri și culmi, dintre care cele mai importante în ordinea lor dela W la E, sunt următoarele:

Culmea Custurii, de direcție NW—SE, dela Vf. Păpușa până la Vf. Custurii (2463 m), care face legătura cu Masivul Retezatului, în spre E urmează Culmea Mării cu Vf. Mării (2383 m), Culmea Gruniului cu Vf. Gruniului (2362 m), Culmea Lazărului cu Vf. Lazărului (2283 m) și Custura Văcăriei cu vârful cu același nume (2237 m); de aici culmea se îndreaptă spre NE până la Pilugul Mare (1876 m), de unde, din nou spre E, prin Culmea Pilugului Mic (1536m) și Dealul Făgețelului (1591m), legându-se apoi către NE cu Masivul Tulîșei.

Din acest șir de munți coboară în spre S, în spre Basinul Văii Jiului Românesc, o serie de culmi prelungi, a căror altitudine scade treptat până la cca 600 m iar fața de N a Custurilor este sculptată în pereți și contraforturi abrupte ce coboară brusc spre V. Râului Bărbat.

Relieful prăpăstios al feței de N a Custurilor este determinat de existența unor circuri glaciare simple însă foarte bine individualizate, ca de exemplu circul de sub Vf. Custura, cele trei circuri de sub creasta Cionful și circurile de sub creasta Cionfulete.

Platforma Borăscu se continuă și în unitatea Custurilor, fiind bine vizibilă numai pe flancul sudic, unde nu a fost degradată prin activitatea glaciară. Este într'adevăr remarcabil racordul lin al culmilor sudice dulci, cu platoul și crestele Pilugului Mare.

c) A treia unitate proeminentă din regiune, o formează culmea teșită până la desvoltarea unui platou larg, situată între Vf. Custura și Vf. Al'bele, limita fiind spre W de V. Lăpușnicului. Deosebim în această unitate înălțimile Muntelui Păpușa (2083 m), Vf. Buta (1977 m) și Vf. Drăgșanului (2076 m). În acest sector urmele glaciațiunii sunt destul de nete, ca de pildă circurile dela Buta și Custura. Această unitate este constituită tot din șisturi cristaline.

d) În partea de SW a regiunii studiate între Lăpușnic și Jiu, se individualizează un puternic masiv calcaros, constituit în întregime din depozite mesozoice. Acest masiv de formă alungită, de direcție generală SSW — NNE, se racordează la Culmea Custurilor prin intermediul Munților Drăgșanului și Păpușii. În acest masiv iese în evidență o creastă arcuită spre N, începând



dela Vf. Stănuleții (2050 m), la capătul de SW și continuând prin Albele, Piatra lui Ioigoven (2016 m) și Scorota până la Piule (2086 m), unde își modifică direcția spre SE, prin Culmea Pleșii, până la Vf. Pleșii (1843 m). În acești munți, singura mărturie a glaciațiunii este cercul dela Scorota.

e) O altă unitate morfologică o constituie culmile prelungi ce coboară din creasta Custurilor spre Jiu, în direcția S și SE și a căror altitudine se menține între 1100 m — 1900 m, netrecând decât excepțional de 2000 m (Culmea Straunile). Dela W la E deosebim: Buta Mică, Dealul Gruniului (1790 m), Dealul Lazărului (1708 m), Dealul Zărșaga (1663 m), Muntele Văcării (1635 m) și Dealul Brădului (1430 m). În constituția lor intră granodiorite (Masivul Buta) și șisturi cristaline.

f) La poalele de SE ale contraforturilor muntoase ce coboară din Munții Retezatului spre Jiu, se dezvoltă o largă depresiune ocupată de șesul aluvionar al Jiului și colinele terasate dela Câmpul lui Neag, limitată fiind la W de Masivul Pleșii și la S de regiunea muntoasă a Arcanului din Masivul Vulcanului. Ea se lărgeste treptat spre E, prezentând însă din loc în loc gâturi prin care Jiul a tăiat mici chei. Această depresiune formează capătul de W al Basinelui aquitanian al Petroșenilor.

B) HIDROGRAFIA

Toate masivele muntoase și crestele lor principale ce constituiesc unitățile morfologice descrise, sunt separate de văi adânci și prăpăstioase ce curg divergent, prezentând numeroase chei și cascade, cu căderi de cca 20 m. Rețeaua hidrografică a regiunii este tributară celor trei râuri mari: Lăpușnicul, Râul Bărbat și Jiul Românesc.

Râul Lăpușnicului izvorește din lacul alpin de sub Vf. Peleaga, dela o altitudine de 2122 m și curge spre SW printr'o vale largă; dela confluența sa cu Pârâul Izvorul Bucurei, până la Lunca Berhinii, valea se îngustează, formând numeroase cascade de unde din nou se lărgeste și se îndreaptă spre W, curgând liniștit până la vărsarea sa în Râul Mare. Lăpușnicul are un singur afluent mai important, în regiunea studiată de noi și anume Izvorul Bucurei; a cărui albie prăpăstioasă șerpuește printre stâncile dintre Slăveiu și Culmea Pelegii.

Râul Bărbat, izvorește din lacul alpin de sub Vf. Păpușa dela o altitudine de 2130 m și curge spre NE. Apele sale sunt foarte repezi, între stâncile dela poalele Culmii Vf. Mare. Dela Stâna din Râu însă, râul își lărgeste albia până în dreptul Culmei Făgețelului, de unde cursul său se continuă din nou prin chei

impracticabile, spre N, până la ieșirea din zona muntoasă. În regiunea cercetată, Râul Bărbat primește doi afluenți importanți, situați amândoi pe partea dreaptă, care coboară din lacurile alpine dela Cionful Mare și Cionfulete.

Jiul Românesc izvorește pe sub Masivul Soarbele și curge dela WSW la ENE. Între Câmpul Jiului și Câmpul Mielului, care constituie două largituri mai importante, valea trece printr'un defileu calcaros — Scocul Jiului — în care apele dispar, reapărând la Câmpul Mielului, dincolo de calcarele dela Scorota. De aci până la Piatra Colibită și Comanda Răstovianului, Jiul curge printr'o vale foarte îngustă, croindu-și anevoie drumul printre stâncile dela Dâlma Mare. Mai în aval, albia se lărgeste continuu, formând luncele dela Șesul Jiului, trecând apoi în depresiunea largă aquitaniană descrisă mai sus. Apele Jiului drenează mai mult de trei sferturi din rețeaua hidrografică a teritoriului studiat. Numeroșii săi afluenți de pe partea stângă au o direcție generală NW — SSE, iar cei de pe partea dreaptă, N — S.

Afluenții cei mai importanți ai Jiului pe partea stângă, dela W la E, sunt următorii: Izvorul Buții, V. Lazărului, una dintre cele mai prăpăstioase și mai sălbatice văi din regiunea studiată, V. Mare, V. Ursasca, V. Toplița, V. Pilugului și V. Brazilor, ale căror ape se aruncă din cascadă în cascadă printre stâncile de granodiorit până la intrarea în Basinel aquitanian, de unde se mai potolesc până la confluența cu V. Jiului Românesc. Pe partea dreaptă, Jiul primește apele Văii Nedeiței, Boului, Răstovianului, Retițele, Negrului, Strugurelui, Pribeagului și ale Văii de Pește. În această ordine de idei menționez și câteva din numeroasele lacuri alpine: Lacul Bucura, ce se află la o altitudine de 2041 m, Bucurelul, Tăul Păpușii, Tăul Țapului, Tăul Pietrile, Tăul Stănișoara, Tăul Porții, Tăul Știrbului, etc.

VEDERE ASUPRA LITERATURII GEOLOGICE ȘI PETROGRAFICE REFERITOARE LA REGIUNEA RETEZATULUI

Literatura geologică referitoare la regiunea Retezatului este foarte redusă. Interesul cercetărilor geologice s'a îndreptat, în primul rând, asupra urmelor de glaciațiune din Masivul Retezatului. Menționăm aici cercetările întreprinse în această direcție de R. HAUER și G. STACHE, în 1862, P. LEHMANN între 1884—85, FR. TOULA în 1897, BÉLA V. INKEY în 1892, EMM. DE MARTONNE în 1900, L. LOCZY în 1904, și mult mai recent, de TH. KRÄUTNER în 1930.

Primele excursiuni geologice în Masivul Retezatului au fost făcute de geologul DIONYSIUS STUR. În anul 1866 el publică o notă în care descrie un masiv de gneise în partea centrală a Munților Retezatului, limitat la N, spre Râu de Mori, de un complex de gneise, micașturi și filite.



La aceleași rezultate au ajuns și cercetările lui R. HAUER și G. STACHE, făcute în intervalul 1863—1869.

Mai târziu, în 1889, BÉLA v. INKEY, în lucrarea sa de ansamblu asupra Alpilor Transilvaniei, prezintă o clasificare în trei grupe a rocilor cristaline care constituie acești munți, identică cu clasificarea lui BÖCKH pentru Șisturile cristaline din Munții Banatului. După B. v. INKEY, zona centrală a Retezatului este constituită din gneisele grupului I, pe care le compară cu granitele din Alpi și din Munții Tatra; pe versantul nordic al Munților predomină șisturile semi-cristaline ale grupului III, iar pe versantul sudic se dezvoltă depozitele verrucanice dela Paltina și calcarele jurasice dela Stănuleți.

Din punct de vedere tectonic, BÉLA v. INKEY stabilește, în Carpații meridionali, existența a patru zone tectonice principale, ce se pot bine deosebi, după el, în defileul Oltului între Sibiu și R. Vâlcea. Aceste zone sunt alcătuite alternativ din Șisturile cristaline ale grupurilor III și II (BÖCKH).

Urmărind dela E la W dezvoltarea celor patru zone tectonice, BÉLA v. INKEY observă că ele se desfac în două fascicole: fascicola nordică, compusă din zona 1 și 2 ce se îndreaptă în spre WNW, iar fascicola sudică, compusă din zonele 3 și 4, se îndoaie spre WSW. Între acestea se interpune, ca o pană cu o structură destul de complicată, zona Munților Retezatului.

O descriere mult mai detaliată datorăm lui FR. SCHAFARZIK, care a studiat în anul 1898, regiunea Clopotiva — Gura Apelor — Vf. Stănuleți — Vf. Peleaga — Râu de Mori, cuprinzând astfel numai partea de N a Munților Retezatului.

În descrierea rocilor fundamentului cristalin, FR. SCHAFARZIK, spre deosebire de BÉLA v. INKEY, separă granitele de gneise și le tratează ca roce eruptive. El delimitează bine un masiv granitic în Retezat, dându-i și o descriere microscopică destul de detaliată. Dealungul Văii Lăpușnicului și în Culmea Drăgșanului, la marginea de SE a Retezatului, separă o zonă de Șisturi cristaline, constituită din filite, șisturi verzi cloritice și amfibolite, aparținând grupului III (BÖCKH).

În ceea ce privește formațiunile sedimentare ale regiunii noastre, FR. SCHAFARZIK, pe schița de hartă ce întovărășește raportul său geologic pe anul 1898, figurează la S de Lăpușnic, în Masivul Stănuleți, o zonă puternică de calcare malmiene, având în bază câte o fâșie îngustă de Dogger (?) și de Verrucano, iar deasupra un complex de calcare cretacice superioare, pe care nu le descrie, ci le acceptă după cartările mai vechi ale geologilor C. HOFMANN și B. v. INKEY.

Din punct de vedere tectonic FR. SCHAFARZIK constată o anumită analogie între Masivul Banatic și Alpi, pe baza prezenței de masive granitice centrale (Masivul Retezatului, Masivul Pietrii și Muntele Mic) înconjurate de zone



de Șisturi cristaline și de zone sedimentare mesozoice. Masivul Retezatului este redat pe schița tectonică anexată lucrării sale referitoare la geologia regiunii Porților de Fier ca o elipsă înconjurată din trei părți de zone filitice, iar la S de o fâșie sedimentară mesozoică, făcând parte dintr'o mare butonieră de masive centrale, limitată de două zone mari de Șisturi cristaline, dela Jiu până la Timoc.

Doi ani mai târziu (1905) FR. NOPCSA jun. publică o lucrare referitoare la geologia regiunii cuprinsă între Alba Iulia — Rusca Montană, întovărășită de o hartă geologică întocmită după cercetările lui personale și ale predecesorilor săi: J. HALAVÁTS, C. HOFMANN, L. MRAZEC, L. LÓCZY, M. PÁLFY și FR. SCHAFARZIK.

În această hartă FR. NOPCSA a separat în regiunea Retezatului două masive granitice (Retezatul și Vf. Custurii) și trei zone de Șisturi cristaline ale grupului I (gneise), una, între Custura și Dealul Găieru, a doua, pe V. Jiului Românesc, la poalele Masivului Oslea, ce se întinde în spre Piatra Colibită și a treia, între Culmea Păroasă și Oboroca.

În ceea ce privește Șisturile cristaline ale grupului III și depozitele sedimentare din această regiune, delimitarea lor se suprapune cu cartările autorilor precedenți.

Dealungul Văii Jiului el mai separă o fâșie îngustă și lungă de tufuri diabazice.

Ca fapt nou este de remarcat descoperirea unei *Nerinea* pe V. Lăpușnicului, sub Stănuleți, care precizează vârsta jurasică superioară a calcarelor din această regiune.

Concomitent cu studiile geologice urgente, pe versantul nordic al Carpaților meridionali, L. MRAZEC și G. MURGOCI au deosebit două grupe importante de Șisturi cristaline caracterizate prin grade de metamorfism deosebite, Grupa I, cu caracter cata-mesozonal, formată mai ales din gneise micacee și micașisturi și grupa a II-a epizonală, cu filite și cloritoșisturi și intruziuni de mase granitice.

În anul 1904, G. MURGOCI, bazat pe această clasificare și pe propriile sale observațiuni referitoare la raporturile tectonice ale celor două grupe cristaline, semnalează existența unei enorme pânze de șariaj în Carpații meridionali formată din Șisturile cristaline ale grupului I, care acoperă un Autohton constituit din Șisturile cristaline ale grupului II cu intruziunile sale granitice și învelișul său de sedimente mesozoice.

În harta geologică 1: 500.000 a Carpaților meridionali, pe care G. MURGOCI a prezentat-o cu ocazia Congresului geologic dela Stockholm (1910), în regiunea noastră figurează în partea centrală Șisturile cristaline ale grupului II (MRAZEC), înconjurate de învelișul sedimentar mesozoic al Autohtonului.



Pe V. Jiului sunt figurate Șisturile cristaline ale grupului I, șisturi pe care FR. NOPCSA le considerase ca tufuri diabazice.

Ipoteza emisă de G. MURGOCI a fost adoptată ulterior și de geologii unguri și îndeosebi de FR. SCHAFARZIK, în Banat.

În anul 1927, Institutul Geologic a reluat cercetările în Carpații meridionali.

A. STRECKEISEN și N. GHERASIU au publicat în 1931 o notă întovărașită de o schiță tectonică a Carpaților meridionali, între V. Jiului, Caransebeș și Porțile de Fier, în care prezintă sub o formă rezumativă stadiul cunoștințelor geologice din acel timp asupra acestei regiuni.

În 1932, A. STRECKEISEN prezintă o sinteză tectonică asupra Carpaților meridionali, recunoscând chiar de la început foarte bine fondate interpretările date de L. MRAZEC și G. MURGOCI. În ceea ce privește regiunea Retezatului, menționează granite masive și laminate, înconjurate de șisturi cloritoase și amfibolice.

În 1933, Prof. AL. CODARCEA reia studiile geologice în Banatul de S și în Podișul Mehedinți. Conduc de raporturile de așezare a diferitelor zone cristaline și sedimentare, repartizează formațiunile mesozoice din Carpații meridionali la trei mari domenii de sedimentare, domeniul getic în W, domeniul danubian, care cuprinde Autohtonul Carpaților meridionali în E și fosa Severinului cu serpentine și Strate de Sinaia în spațiul dintre Getic și Danubian. În timpul orogenezei alpine, formațiunile geologice au fost cutate și supracutate în două faze: în prima fază de cutare mesocretacică, a luat naștere Pânza getică ce a înaintat peste sedimentele fosei Severinului, în a doua fază, cretacic-superioară, Pânza getică cu zona Severinului dedesubt a fost împinsă peste Autohtonul danubian, determinând formarea unei serii de duplicaturi în învelișul sedimentar al acestuia.

Formațiunile Pânzei Severinului corespund în parte «Complexului Infracretacic». Termenul de Complex Infracretacic a fost folosit de geologii menționați, după marea excursiune geologică comună din vara anului 1933 (MANOLESCU 1937, pag. 52).

În 1937 G. MANOLESCU publică o lucrare cu o schiță geologică la scara 1:300.000 a Basinelui Jiului, în care este figurat numai Basinel Jiului Românesc și numai o foarte mică parte din sectorul sudic al Munților Retezatului. Autorul deosebește aici o serie clastică în spre Drăgășan și V. Pilugului, o serie sedimentară superioară (para-autohtonă) și granitele de Buta pe care le clasează la granite masive.

În 1938 ȘT. GHIKA-BUDEȘTI prezintă o sinteză a Carpaților meridionali, în care Masivul Retezatului figurează cu caracteristicile și contururile enunțate de predecesorii săi.



La capitolul tectoniceii vom avea ocaziunea de a reveni asupra încadrării regiunii Retezatului în diferitele ipoteze tectonice generale, publicate în ultimele două decenii.

DESCRIEREA GEOLOGICA ȘI PETROGRAFICA A REGIUNII CENTRALE ȘI DE SUD-EST A MUNTILOR RETEZATULUI

Formațiunile geologice care iau parte la alcătuirea regiunii noastre se pot grupa în următoarele mari unități: Cristalinul Autohtonului danubian cu învelișul său sedimentar, Cristalinul Pânzei Getice și Basinel aquitaniian al Petroșenilor.

I. FUNDAMENTUL CRISTALIN AL AUTOHTONULUI DANUBIAN

Cristalinul Autohtonului danubian constituie fundamentul general al regiunii și este alcătuit din masive eruptive și din Șisturi cristaline; el ocupă cea mai mare parte din suprafața studiată.

Formațiunile Pânzei Getice apar într'adevăr doar sub forma unor petece de dimensiuni cu totul neînsemnate pe V. Jiului Românesc.

Către S, Cristalinul danubian este acoperit de sedimente mesozoice, care formează învelișul său sedimentar și de rocele para-autohtone, acoperite la rândul lor de Șisturile cristaline ale Pânzei Getice sau de depozitele aquitaniene; în unele părți acestea din urmă acoperă direct fundamentul Autohtonului danubian și resturile Pânzei Getice.

A) ȘISTURILE CRISTALINE

Șisturile cristaline din regiunea noastră sunt constituite dintr'o succesiune de roce preponderent sedimentogene, foarte variate, care se găsesc intim asociate între ele. Este însă posibil să deosebim cartografic zone largi, în care caracterul petrografic este dominat de preponderența rocilor sericito-cloritoase, a rocilor amfibolice sau a rocilor cuarțitice. Această constatare ne permite să separăm în primul rând, o serie de roce verzi clorito-amfibolice (Seria de Drăgășan) și o serie de roce cuarțitice și de gneise psamitice (Seria de Pilugu).



I. SERIA DE DRĂGȘAN

În Seria de Drăgșan am separat un complex preponderent sericito-cloritos și un complex de roce amfibolice. Roca cuarțitică și sericitoasă apar frecvent în ambele complexe ca intercalații cu totul subordonate.

Granite și granodiorite aparținând probabil suitei filoniene a masivelor eruptive, ce au invadat învelișul acestora, reprezintă deasemenea iviri comune în Seria de Drăgșan.

Complexul sericito-cloritos ocupă cea mai mare parte din spațiul Seriei de Drăgșan definit mai înainte. El formează un larg sinclinal dealungul Văii Lăpușnicului, în spre V. Râului Bărbat, alcătuind Culmea Drăgșanului, Muntele Păpușa, Buta Mare, Buta Mică, Custura, Culmea Mării, Pilugul Mare și Mic, Făgețel și se pierde în V. Jiului Românesc.

a) COMPLEXUL SERICITO-CLORITOS

În compunerea complexului sericito-cloritos intră: șisturi sericitoase, șisturi sericito-cloritoase epidotice, șisturi cloritoase epidotice, diverse șisturi micacee și roce amfibolice. Acestea nu se pot separa pe teren așa de ușor unele de altele. Uneori întâlnim intercalații de cuarțite, cuarțite feruginoase, șisturi talcoase, calcare, gneise eruptive și milonite.

Șisturi sericitoase. Șisturile sericitoase fiind lepidoblastice, sunt alcătuite dintr-o masă cuarțoasă fin cristalizată, formând zone foarte slab sericitice ce alternează cu benzi greu încărcate cu lamelele de sericit. Pe acest fond se observă granule neregulate de minerale opace, uneori fin cristalizate și răspândite neregulat sau în șiraguri. Dimensiunile mineralelor sunt date în tabelul de mai jos.

Dimensiunile mineralelor în mm	
Cuarț	0,2 — 0,7
Amfiboli	0,04 — 0,35
Albit	0,05 — 0,09
Epidot	0,01 — 0,07
Clorit	0,01 — 0,07
Calcit	0,02 — 0,5
Sericit	0,01 — 0,04
Minereu	0,04 — 0,09

Unele roce de tipul acestora sunt constituite din fâșii cuarțitice granoblastice cu o dispoziție pavimentoasă, alternând cu un țesut mult mai fin cuarțo-

sericitic impregnat cu epidot; pistașitul se dezvoltă în granule mai mari. Albitul apare ocazional și în cristale bine dezvoltate.

În alte roce fâșiile cuarțitice sunt bogate în epidot și clorit, ele alternează cu benzi de clinoclor, prezentând cuiburi compacte de epidot. Membrane sericitice brăzdează aceste fâșii și benzi. Calcitul se individualizează în benzi mai largi și numai ocazional în granule mărunte.

Alteori se prezintă ca roce fine cu o pastă filitică foarte eterogenă, formată din cuarț, sericit și clorit, deosebindu-se fâșii în care unul sau altul din aceste componente predomină; sericitul formând chiar benzi de lamele întrepesute paralel cu rare foițe cloritoase. Unele zone cuarțoase sunt fin impregnate cu zoizit. Pistașitul se dezvoltă în cristale foarte mari și întreaga rocă prezintă o structură ușor granulară prin așezarea curbilină a materialului filitos în jurul acestor cristale mai mari. Mai rar epidotul formează agregate radiare de cristale prismatice. În unele elemente lenticulare cuarțitice se dezvoltă pirită în cristale cubice asociată cu lamele de clinoclor. Cele mai multe roce au granulele ceva mai bine dezvoltate.

Un caracter de uniformitate mai pregnant îl prezintă unele șisturi sericitoase cu o dezvoltare porfiroblastică de albit ce ar putea reprezenta metamorfoza unor roce eruptive porfirice (riolite porfirice).

Pe Culmea Mării am găsit șisturi sericitoase cu abundente cristale de albit dezvoltate mai larg și cu un conținut destul de important de calcit formând cuiburi granulare. Ilmenitul transformat marginal în leucocen este foarte răspândit.

Șisturi sericito-cloritoase epidotice. Aceste roce prezintă o pastă grano-blastică cu granulele bine sortate și cu o dispoziție în benzi a lamelor de clorit și de mică. Epidotul se îngrămădește de asemenea în anumite zone unde formează chiar cuiburi și mai rar indivizi mai desvoltați. Minereul apare în granule izolate prinse în fâșii cuarțitice sau în forme capricioase prinse în agregatul de epidot.

Aspectul este deosebit în rocele în care mica albă în lamele orientate formează fâșii mai groase în care se întâlnesc creșteri mai largi de lamele de muscovit. Epidotul fin granular, în șiraguri, este localizat numai în unele benzi. Cloritul de asemenea formează prin dispoziția în benzi sau prin diseminarea generală în masa rocei un element important. Remarcăm abundența apatitului în cristale neobișnuit de dezvoltate.

Am întâlnit și roce mai cuarțoase cu o distribuție fin granulară și foarte ensă de epidot, alternând cu fâșii preponderent cloritoase încărcate cu epidot și cu ilmenit transformat în parte în sfen. În masa aceasta se găsesc și fâșii subțiri și mai bine cristalizate de cuarț cu structura pavimentoasă precum și



cristale largi de apatit și de epidot. În unele fâșii cloritoase se întâlnește o concreștere intimă a cloritului cu un biotit brun.

Șisturi cloritoase epidotice. Uneori se găsesc și roce cloritoase alcătuite în cea mai mare parte din penin, prezentând intercalații lenticulare foarte înguste de cuarț. Epidotul se desenează în mici grămăjoare sau în șiraguri fine în această pastă, iar ilmenitul, într-o manta de leucoxen, se individualizează în corpuri vermiculare sau elipsoidale.

Am studiat și roce în care cuarțul apare, în fâșii cu structura pavimentoasă, foarte curate, alternând cu zone în care cristalizarea este mai fină, iar cuarțul este concreșcut cu clinoclor și epidot. Alte benzi sunt micacee, cu ceva clorit în țesutul lepidoblastic și încărcate cu cristale idiomorfe de epidot. Cristale largi de plagioclas umplute cu microlite sunt excepționale. În agregatul cuarțitic se dezvoltă însă ocazional granule de albit și câteodată lamele de biotit oliv. Cristale bine dezvoltate de epidot sunt rare.

Unele șisturi cloritoase cu epidot alcătuiesc un tip deosebit cu un caracter sedimentogen foarte net. Cloritul este un clinoclor în lamele mai largi sau în lamele fine, asociate masei granulare de cuarț și epidot, în care se mai observă lamele de biotit oliv. Cuarțul este bine reprezentat însă nu formează nicăieri separațiuni stratiforme. Cel mai important element este epidotul în porfiroblaste, de regulă, însă în granule fine asociate cu pasta de cuarț, clorit și biotit.

În această serie am întâlnit pe Muntele Păpușa șisturi sericitoase cu epidot și jerbe de actinot prezentând și cristale mai bine dezvoltate de albit cu caracter de « Schachbrettalbit ». Epidotul se îngrămădește în cristale granulare mărunte. Sfenul formează granule mari și roca este străbătută de fâșii largi de sericit în lamele orientate. Prin alternanța fâșiilor de cuarț cu structură pavimentoasă, în care se dezvoltă arareori granulele de albit cu incluziuni sericite, cu benzi constituite aproape în întregime dintr'un clorit verde închis asociat cu un abundent magnetit și epidot, roca câștigă o textură foarte șistoasă.

Am întâlnit și roce clorito-epidotice în care cuarțul, epidotul, cloritul și ilmenitul sunt intim concreșcuți. Textura șistoasă fină este marcată numai prin slabe variațiuni în compoziția minerală a fâșiilor.

Prin participarea calcitului într-o proporție însemnată, rocele capătă un aspect ușor deosebit. Fâșii de penin cu ilmenit și leucoxen, se învecinează cu dăre micacee și apoi alternează în fâșii cuarțitice slab cloritoase, dens impregnate cu calcit. Un constituent mai puțin însemnat îl formează cristalele mai mari de albit, încărcate cu microlite micacee epidotice sau de calcit.

În unele roce țesutul principal cuarțo-cloritic este fin cristalizat și cuprinde dăre de minereu, înconjurate de un roi de cristale de sfen. Roca prezintă un aspect variat prin benzi cloritoase întrețesute cu muscovite sau prin fâșii sau



dăre de calcit. Se constată în fâșiile de clorit un început de formare de lamele biotitice verzui-oliv. Se mai observă și ochiuri feldspatice de albit sau incluziuni de calcit, zoizit sau sericit. Epidotul se dezvoltă în cristale idiomorfe mărunte, distribuite printre foițele de clorit. Hematitul apare cu totul ocazional. Unele granule mai opace prezintă o transformare în leucoxen cu zone marginale în care apar resturi neregulate de ilmenit sau cu o rețea de vine de sfen.

Sunt rare rocele bogate în albit în complexul rocilor din Seria de Drăgșan. Sub Custura, am găsit roce fin cristalizate, alcătuite preponderent din albit concreșcut cu granule de pistațit și lamele de clorit verde închis. În această masă apar cuiburi granulare mari de epidot cu o dispoziție în fâșii.

Am examinat roce în care cuarțul formează fâșii curate cu structura grano-blastică alternând cu benzi albitice mult mai mărunte cristalizate. Albitul se dezvoltă și în rare porfiroblaste conținând o pulbere fin cristalină de muscovit. Textura devine mai frapantă prin orientarea lamelilor de muscovit destul de mari. Ilmenitul se asociază acestor fâșii muscovitice și este transformat parțial în leucoxen.

Sisturi micacee. Vom descrie separat o serie de roce în care mica albă se dezvoltă în lame largi, formând astfel micașisturi epidotice, uneori cu biotit. Compoziția mineralogică și dimensiunile mineralelor din aceste roce sunt date în tabelul de mai jos.

Compoziția mineralogică, procentuală și dimensiunile mineralelor în mm		
Cuarț	48 %	0,1 — 0,5
Muscovit	24 %	} 0,04 — 0,8
Clorit	17 %	
Feldspat potasic	5 %	0,08 — 0,6
Biotit	1,6 %	0,01 — 0,03
Plagioclas	1,4 %	0,4 — 0,5
Epidot	2 %	0,04 — 0,18
Minereu negru sub	1 %	

Unele roce din acest facies petrografic arată o largă variație în granulația benzilor cuarțitice care alternează cu fâșii feldspatice fin cristalizate. Mica albă este în foi paralele sau în șiraguri în care se deosebesc orientări destul de deosebite. Mica este ușor pleochroică (np = incolor, ng = slab verzui). Epidotul este abundent în cristale idiomorfe prismatice, care formează șiraguri și numai local aglomerări compacte. Unele din aceste șiraguri se suprapun fâșiilor de muscovit cu care sunt întrețesute. Cloritul este un component sporadic. Magnetitul idiomorf formează o pulbere foarte fină.



Alteori roca este caracterizată printr'o dispoziție mai accentuată în fâșii a componentilor cuarțitici și a lamelelor de muscovit care devin mai largi, formând șiruri neîntrerupte. Lamelele de muscovit nu prezintă o dispoziție perfect orientată. Lamelele mai scurte de muscovit sunt dispuse paralel sau orientate diagonal. Plagioclusul formează elemente mai bine dezvoltate în jurul cărora se încurbează lamelele de mică. Aceste cristale prezintă în parte un caracter relict. Microclinul apare mai rar în granule rotunjite în macelațiunea caracteristică în ostrețe.

Desvoltarea porfiroblastică a feldspatului se întâlnește și în alte roce, în care sericitul este răspândit în întreaga masă, formând fie membrane foarte fine fie fâșii foarte largi, în care se dezvoltă numeroase granule de epidot. Printre feldspați întâlnim albitul și microclinul; primul cu o dezvoltare însemnată de microlite de sericit și zoizit. Este probabil că aceste granule, care uneori prezintă un aspect lenticular foarte alungit, alteori sunt rotunjite, reprezintă relictul cristalelor de plagioclas trecute în albit, căruia se asociază umplutura caracteristică de zoizit și sericit.

O dezvoltare apreciabilă o au cristalele de albit mai ales în rocele în care sericitul formează o legătură intimă cu lamele de clorit, iar actinotul se dezvoltă în benzi oarecum separate. Epidotul formează nori granulari bine conturați. Granulele sunt de obicei foarte mărunte și numai cu totul întâmplător prezintă o dezvoltare mai largă; din contră, sfenul se prezintă în granule a căror dimensiune se apropie de a porfiroblastelor de albit. Tesutul fundamental este cuarțitic. Uneori lamelele de mică iau o dezvoltare și mai mare. Epidotul asociat se prezintă în cristale idiomorfe dispuse în șiraguri sau formând aglomerate granulare cu aspect lenticular.

Cuarțul formează benzi larg cristalizate, ce alternează cu fâșii cuarțo-feldspatice mărunte sau foarte mărunte.

Sunt și cazuri în care întâlnim benzi cuarțitice cu o dispoziție alungită a granulelor cu frecvente interstiții mărunte feldspatice și pe care se găsesc răspândite izolat sau în șiraguri granulele de epidot. Fâșiile astfel alcătuite alternează cu benzile alcătuite din sericit sau membranele micacee.

În alte secțiuni lamelele de muscovit se aglomerează, formând plăci foarte mari ușor îndoite, care trec însă într'un agregat subparalel, odată ce cuarțul intră mai masiv în alcătuirea zonei. Oxizii de fier formează granule cu conture foarte capricioase de dimensiuni variabile, uneori alungite paralel cu șistozitatea.

Uneori aceste benzi largi alternează cu fâșii cuarțoase, granoblastice, peste care se profilează lamelele micacee precum și grupările aciculare de actinot și cuprind numeroase prisme de turmalină al cărei pleochroism este albastru-cenușiu închis — albastru pal. Lamelele de muscovit îmbracă granulele de cuarț

poligonal și alternează cu benzile în care lamelele micacee sunt concrescute paralel. Este abundant un oxid de fier în granule de forme capricioase sau în lamele așezate între foițele micacee paralele cu planul de șistozitate.

Deasemenea, în fâșii mari presărate cu granule de sfen și cu rare foițe de clorit, se prezintă muscovitul, în unele șisturi în care apar intercalate benzi cuarțifere cu rare ochiuri mici de albit și cu foițe paralele sporadice de clorit și sericit.

Sunt multe roce similare, în care cloritul se individualizează în fâșii destul de mari, uneori în dâre paralele cu membranele micacee.

Mai rar am întâlnit micașturi în care biotitul în lamele scurte, cu puțin muscovit, să prezinte o dispoziție destul de regulată în benzi paralele. Epidotul este bine dezvoltat în cristale granulare sau prismatice, asociate sau nu cu fâșiile micacee. Cristalele de albit se prezintă în indivizi rotunjiți, rari, înglobați între stratele micacee.

În alte cazuri masa rocii are o structură pavimentoasă, în alcătuirea căreia intră și feldspați, în deosebi albit, câteodată în cristale ceva mai răsărite, prezentând o maclație destul de deasă. Pe acest desen se conturează fâșii alcătuite din lamele de clorit căruia i se asociază cele de muscovit. Deasemenea se observă și apariția biotitului, mai rar asociat cu masele granulare de cuarț. Printre lamelele de clorit se dezvoltă din abundență ace de rutil.

Uneori se găsesc intercalate în această serie, parașturi cu cristale relict de albit, în care se întâlnesc până aproape de margine microlite de muscovit. Cuarțul formează plaje lenticulare, cristalizate larg, iar pasta fin cristalizată cuprinde cuarț și albit. Epidotul este localizat de preferință în aceste fâșii cristalizate mai fin în granule idiomorfe gălbui, izolate sau în cuiburi. Lamelele mai mari de muscovit sunt rare.

În unele cazuri lamelele de muscovit sunt întrețesute în orientări variate și alternează cu zone cloritice în care muscovitul formează lame mai mari. Feldspatul se întâlnește izolat în ochiuri mai largi, concrescute cu celelalte minerale. Mineralul opac este de regulă în granule bine dezvoltate. Menționăm aceste roce cloritoase aici, deoarece credem că în aceste cazuri cloritul reprezintă un produs pseudomorf.

Am întâlnit însă, sub Culmea Lăncișului roce caracterizate printr-o dispoziție mai accentuată în fâșii, a componentei cuarțitice și a lamelor de muscovit, care devin mai bine dezvoltate, formând șiruri neîntrerupte. Lamelele de muscovit nu prezintă o dispoziție perfect orientată, întrucât lamele fiind mai scurte, sunt dispuse paralel sau orientate diagonal. Plagioclasul formează elemente mai mari în jurul cărora se încurbează lamelele de mică. Aceste cristale prezintă în parte un caracter relict. Microclinul pare mai rar în granule rotunjite cu maclațiunea caracteristică în ostrețe.



Desvoltarea porfiroblastică a feldspatului se întâlnește și în alte roce, în care sericitul este răspândit în întreaga masă, formând membrane fine sau fâșii foarte largi în care se desvoltă numeroase granule de epidot. Printre feldspați întâlnim microclinul și albitul, acesta din urmă cu o desvoltare însemnată de microlite de sericit și zoizit. Este probabil că aceste granule, cu un aspect lenticular foarte alungit sau oval, să reprezinte cristale relict de plagioclas trecut în albit, căruia se asociază umplutura microlitică caracteristică de zoizit și sericit.

O desvoltare mai mare o au cristalele de albit și în rocele în care sericitul formează o textură intimă cu lamele de clorit, iar actinotul se desvoltă în benzi oarecum separate. Epidotul formează nori granulari bine conturați; granulele sunt de obicei foarte mărunte și numai cu totul întâmplător prezintă o desvoltare mai mare în zona centrală. Sfenul se prezintă în granule a căror dimensiune se apropie de a porfiroblastelor de albit. Țesutul fundamental este cuarțitic.

Roce amfibolice. În complexul sericito-cloritos se individualizează și intercalații reduse de roce amfibolice pe care le-am separat pe hartă, fiind asemănătoare rocilor descrise mai departe în complexul amfibolic.

Dimensiunile mineralelor rocilor din acest complex sunt date în tabelu de mai jos:

Dimensiunile mineralelor în mm	
Amfibol	0,05—0,6
Feldspat potasic	0,08—0,1
Plagioclas	0,1 —0,3
Biotit	0,06—0,1
Clorit	0,02—0,04
Cuarț	0,08—0,2
Calcit	0,06—0,09
Sfen	0,02—0,05
Zircon	urme

În unele tipuri de șisturi amfibolice notăm o hornblendă verde deschis, cu aspecte marginale actinolitice, formând porfiroblaste cu conture neregulate într-o pastă cuarțoasă cu abundente membrane sericite. Sericitul se desvoltă de asemenea prin asociația subparalelă a lamelilor în fâșii largi, care cuprind șiraguri de granule foarte mărunte de sfen. Cuarțul se individualizează mai rar în fâșii lenticulare foarte alungite, granoblastice și se prezintă în granule relict foarte alungite.

Intr'o altă asociație, hornblenda, biotitul de culoare oliv, clinoclorul, epidotul, în granule mai mult izometrice și minereu abundent, sunt prinse în cuarțul care formează fâșii cu structură pavimentoasă și în care se constată încă porfiroblaste de albit ciuruite de cuarț. Hornblenda are o remarcabilă tendință porfiroblastică, formând prisme maclate după (100).

Aspectul rocilor se schimbă odată cu intercalațiile mai bogate în epidot. Acesta are tendința unei dezvoltări idiomorfe, formând mari plaje granulare. Amfibolul este rar, în cristale fasciculate sau chiar în microlite, cloritul verde deschis-gălbui, este însă mult mai abundent, în foite răspândite între granulele de epidot. Minerul este frecvent în cristale idiomorfe sau granule neregulate, formând uneori cuiburi dese. În această intimă asociație se observă un agregat dens de sfen și cu totul neregulată este apariția plajelor cuarțoase.

Am întâlnit și șisturi calcaroase cu amfiboli, alcătuite dintr'un agregat cristaloblastic de cuarț cu fâșii sau concreșteri intergranulare de calcit, și sporadic cu biotit. Aceste fâșii alternează cu fâșiile de hornblendă actinolică concreșcute cu biotit brun, în care sfenul formează agregate granulare pigmentate cu substanțe opace. Un granat incolor în dodecaedri mărunți este străbătut de lamele de grafit și împrăștiat în toată roca, dar în deosebi asociat cu benzile fin cuarțitice și sericitice.

Cuarțite. Am întâlnit și cuarțite în complexul sericito-cloritic, fine, slab feldspatizate, arătând șiruri de granule idiomorfe sau neregulate de epidot, dispuse în benzi. În benzile cuarțitice învecinate mineralul predominant este mica, în lamele sau în șuvițe foarte lungi în asociație cu granulele de epidot. Cloritul în lamele pleochroice verde închis — galben pal, este angrenat printre șuvițele micacee. Granule de ortoză sunt excepționale de rare.

Arareori am întâlnit ca intercalații în această serie gneise blastopsamitice caracterizate prin prezența microclinpertitului în porfiroclaste debitate uneori în fragmente numeroase. Fragmente mai mici se întâlnesc în pasta preponderent cuarțitică al cărei aspect este variat. În afară de feldspat, roca cuprinde și ochiuri de cuarț cu structură pavimentoasă, în plaje uneori alungite, contrastând cu restul masei cuarțitice mult mai fină și care prezintă diferențe însemnate în granulație și o formă capricioasă a elementelor. Prezența cloritului și sericitului în dăre fine este legată evident de unele fisurațiuni. Este de remarcat reducerea considerabilă, aproape absența albitului în aceste cazuri.

Se întâlnesc ca intercalații și șisturi cu cuarț, albit și sericit. Cuarțul și albitul formează un agregat relativ omogen, cu rare dezvoltări porfiroblastice ale albitului. Mica albă este dispusă paralel în lamele izolate, dar formează și membrane paralele. Se observă un abundent pigment de magnetit în cristale mărunte idiomorfe. Zirconul este sporadic.



Cuarțite feruginoase. În complexul seriei verzi de pe V. Jiului, la W de Piatra Colibită, apare o fâșie de cca 6 m lărgime de cuarțite feruginoase. Această fâșie n'a putut să fie urmărită în direcție, întrucât este acoperită de grohotiș calcaros.

Masa cuarțitică are o structură granoblastică (cuarț dimensiunile 0,18 — 0,16 — 0,11 mm), presărată din abundență cu apatit (0,7%) în cristale prismatice scurte. Zirconul apare sporadic. Oxizii de fier (60,54%) formează corpuri alungite cu conture capricioase, uneori dâre compacte, sau se prezintă ca impregnație în cuarț sau în forme cu totul sdrențuite prin concreșterea cu masa cuarțitică. Se disting cristale izometrice, deseori cu contur patritic, complet opace, sau corpuri și lame de hematit, care se trădează prin colorarea roșie la marginea granulelor.

În alte cazuri, oxizii de fier formează membrane numeroase într'un agregat, granoblastic poligonal de cuarț cu foițe de muscovit. Aceste lame sunt foarte numeroase în unele secțiuni și dispoziția lor lasă impresia unei fine cutări a sedimentului. Printre lamelele acestor zone micacee se țin membrane de oxizi de fier care creează desene arborescente.

Oxizii formează și aglomerațiuni nodulare care trec pe nesimțite în masa sericitică sau se prezintă în fâșii, care formează un sistem reticular.

Șisturi talcoase. Ca o separație în șisturile sericito-cloritoase, apare pe V. Jiului Românesc o masă fin solzoasă de talc de 30—40 m lungime și 8—10 m lățime. În masa talcului se dezvoltă plaje neregulate, sdrențuite, de un clorit foarte palid și aproape izotrop. Întregul țesut este contaminat de oxizi de fier care se formează prin oxidarea piritei ce se insinuează dealungul lamelor de clorit, formând un desen foarte fin și complicat prin pigmentarea masei talcoase.

Gneise eruptive. În rocele Seriei de Drăgșan, dezvoltate atât pe V. Jiului Românesc cât și pe Culmea Drăgșanului și Custurii, se întâlnesc frecvente intercalațiuni de granite, granodiorite și mai ales tonalite, a căror grosime este redusă, atingând rareori 2 m. Aceste roce au un caracter gneisic însă aspectul fiziografic un trădează această situație.

Am întâlnit roce tonalitice în care cuarțul prezintă urme de zdrobire fără ca procesul de recristalizare să se generalizeze în toată masa granulelor. Plagioclașii idiomorfi sunt în cea mai mare parte transformați în sericit cu aglomerațiuni neregulate de zoizit. Uneori se mai observă în aceste agregate fine, urmele cristalelor de feldspat. Cristalele limpezi de albit sunt rare. Biotitul a fost distrus în întregime, observându-se muscovit pseudomorf cu impregnațiune deasă de sfen, cu granule mai largi de epidot. Zirconul este sporadic.



Gneisele granodioritice întâlnite în această serie conțin din abundență o hornblendă verde-albăstrue pe cale de transformare marginală în actinot. Acele de actinot se dispun de preferință în finele agregate de cuarț de neoformație. Biotitul brun-verzui este mai rar și pe cale de cloritizare. Epidotul impregnează întreaga rocă și atinge local dimensiuni până la 0,06 mm. Plagioclasul nu se recunoaște decât rareori din agregate dens sericitice. Cloritul se dezvoltă în cristale idiomorfe asociate cuarțului.

În alte roce fizionomia este deosebită prin prezența unor granule mari de cuarț și prin prezența abundentă de albit, mărunț cristalizat, uneori chiar în cristale mai mari. Cum acest albit ciuruit de cristale bine cristalizate conține și indivizi idiomorfi de albit sericitizat, el ar putea avea caracterul unui albit de substituție. Neoformațiuni de clorit și de sericit formează plaje mari, pe care se desenează lamele sdrențuite de un biotit brun pe cale de alterație.

Pe Vf. Mării am găsit un granit filonian al cărui element fiziografic mai frapant îl constituie fenocristalele de albit în dezvoltare de 2—3 mm. Unele au conture idiomorfe, altele prezintă un aspect fragmentat. Deosebim albite maclate polisintetic regulat, ce par să provină din decalcifierea unui plagioclas, și altele, maclate fin ce se apropie de tipul « Schachbrettalbit ». În pastă, afară de cuarț și un albit mărunț, se observă impregnație deasă de sericit și abundență neoformație de epidot în granule izolate sau în șiraguri cu conture capricioase, concrescut pe alocuri cu clorit verzui-alăstrui.

În aceeași serie apar și roce ce par să derive din filoane granitice sau granodioritice printr'un proces de cataclază înaintată.

Porfiroclastele de cuarț prezintă forme și dimensiuni variabile. Albitul, plin de incluziuni, este relativ abundent. Masa este foarte fin recrystalizată cu o bogată neoformație de clinoclor și epidot ce formează fâșii și zone de abundență participativă. Muscovitul este subordonat. Leucoxenul este sporadic, învăluind nuclee de ilmenit.

Printr'un efect intens de presare, caracterul gneisic evoluează spre o textură foarte sistuasă. Feldspații plagioclași, cu o pulbere sericitică, apar ca ochiuri într'o pastă fină alcătuită din cuarț cu fâșii sericitice, prezentând un desen capricios grație flexiunii lor în jurul cristalelor de feldspat. Lamelele de sericit și lamelele de muscovit câștigă o orientare paralelă. În aceste grupări se întretes foite de biotit bruniu. În pasta cuarțoasă, fin sdrobită, se dezvoltă în mici cantități clorit și granule de epidot.

Milonite. În complexul de șisturi sericito-cloritoase, în deosebi, apar într'un mod cu totul neregulat fâșii de dimensiuni reduse de milonite. Pe fondul sericitic al acestora, reprezentând rezultatul transformării integrale a feldspatului din care se mai pot recunoaște numeroase ochiuri, se disting



fâșii cloritoase precum și lamele de biotit. Acestea au o tendință de destrămare marginală. Ilmenitul abundent, este pe cale de transformare sau integral transformat în sfen ce formează benzi fine, sinuoase, în pasta sericitică.

În alte milonite, cuarțul nu mai apare decât în resturi fin împrăștiate în masa intim zdrobită, prezentând un voal subțire sericitic pe care se desenează dăre capricioase de un sfen turbure sau vine de epidot larg cristalizat.

În alte tipuri de astfel de roce pasta cuarțo-feldspatică fin impregnată cu sericit, înglobează porfiroblaste de albit mai tulburi sau integral sericitizate. Sfenul, de asemenea, este abundent și formează unele agregate mărunte în forme capricioase. El se desvoltă uneori în indivizi cu tendințe de idiomorfie. Fin răspândite în masa rocei sunt rozete actinolitice.

Calcare. Pe V. Pilugului, în dreptul Stânei Bradului și la N spre Stâna Pilugu Mic, se găsesc o serie de lentile de calcar cristalin, intercalate în deosebi între șisturile amfibolice cu calcit, descrise mai sus. Aceste calcare sunt albe-gălbui, cenușiu-verzui, compacte și microcristaline.

Structura lor este granoblastică și sunt compuse în cea mai mare parte din cristale de calcită. Cuarțul, plagioclasul și un amfibol incolor, apar cu totul sporadic.

Prin culoarea, prin structura și textura lor, aceste calcare se apropie foarte mult de calcarele Seriei de Tulișa.

b) COMPLEXUL AMFIBOLIC

Complexul rocilor preponderent amfibolice este restrâns într'un sector mărginit de Masivul Retezatului și de o linie ce trece din V. Râului Bărbat, în vecinătatea Stânei din Râu, prin Vf. Custura până la gura Isvorului Bucurei.

Aceste roce se mai găsesc, ca o intercalație mai importantă, în complexul sericito-cloritos de pe V. Jiului Românesc, între Câmpul Mielului și V. Boului, precum și în Culmea Drăgșanului.

Alcătuirea mineralogică și dispoziția structurală a rocilor din acest complex este infinit de variantă. Am deosebit: șisturi amfibolice sericitoase, șisturi amfibolice, șisturi amfibolice cu epidot și amfibolite, precum și șisturi cloritoase ce n'au putut fi separate unele de altele pe teren, pe când intercalațiile de cuarțite și gneise granodioritice au fost individualizate cartografic și se aseamănă cu cele menționate la complexul sericito-cloritos.

Numai studiul microscopic ne-a permis să recunoaștem extrema varietate a materialului recoltat. De aceea vom insista în acest capitol asupra descrierii microscopice a acestor roce spre a pune în evidență caracterul foarte eterogen al acestui complex.



Șisturi amfibolice sericitoase. În unele roce din această zonă componenta principală este o hornblendă verde-albastră în porfiroblaste, fără tendințe accentuate de idiomorfie, ce prezintă un început de fascicularizare terminală. Aceste porfiroblaste sunt prinse într-o pastă foarte fină de sericit, albit, clinozoizit și epidot. Dispoziția porfiroblastică prezintă treceri la benzi lipsite de acest caracter structural, formând un agregat dens al mineralelor componente.

Pe V. Jiului Românesc am întâlnit roce amfibolice slab sericitoase, care arată și mai clar natura sedimentogenă și derivarea din roce marnoase, decât rocele similare de pe V. Lăpușnicului.

Astfel de șisturi amfibolice au o textură rubanată, fiind alcătuite din benzi cuarțitice larg cristalizate, a căror granule sunt cimentate cu calcit. Sericitul apare de asemenea ca ciment, însă subordonat. Amfibolul este o hornblendă brună-verde (verde închis după *np*, verde-albăstrui deschis după *nm*), formând cristale scurte, idiomorfe în parte; o masă interstițială este sericitică, impregnată cu cristale idiomorfe de epidot. Sfenul este în granule mari, de regulă idiomorfe, inclus frecvent în amfibol. Granulele opace sunt cu totul sporadice.

Și în acest complex, am constatat o largă variațiune de tipuri.

Am întâlnit roce în care hornblenda formează cristale bine dezvoltate, cu incluziuni de cuarț și feldspați sericitizați. Cuarțul, cu extincție ondulatorie foarte accentuată, este subordonat în concreșterile granoblastice cu plagioclasul care este însă în întregime sericitizat, cu formare simultană de zoizit. În această masă, epidotul apare în granule idiomorfe, dezvoltate uneori foarte larg și câteodată apar cristale bine dezvoltate de apatit.

În cazul altor roce asemănătoare, amfibolul are o dezvoltare mai puțin proeminentă, iar zoizitul se dezvoltă mai ales în cuiburi foarte dese, fin granulare. Sfenul apare în granule abundente.

Am întâlnit și șisturi sericitoase cu actinot, în care acesta formează cristale bine dezvoltate, cu terminații neregulate înglobate într'un țesut de acelaș mineral. Actinotul se răspândește de altfel în toată masa roci sub formă de ace fine, distribuite neregulat, uneori în rozete. Plagioclasul este rar întâlnit. Zoizitul formează aglomerațiuni dense, cu conture capricioase în masa actinolitică. Cloritul lipsește.

Unele șisturi amfibolice prezintă o textură șistoasă foarte pronunțată, determinată de așezarea liniară a granulelor de amfiboli, întrețesute cu epidot și cuarț. Cuarțul formează de asemenea șuvițe fine de o remarcabilă continuitate și este asociat pe alocuri cu corpuri alungite, opace. Pe acest fond se desenează numeroase porfiroblaste de amfibol pleochroic (*ng*=verde închis=*nm* verde-albăstrui *np*=gălbui) și dispus înclinat sau transversal.

Am observat la unele roce, prisme de hornblendă verde-albăstruie foarte alungite, dispuse oarecum paralel și așezate într-o matrice granulară de cuarț,

epidot și un biotit brun palid. Magnetitul este frecvent în granule de dimensiuni asemănătoare. Roca este străbătută de fâșii alcătuite în cea mai mare parte dintr'un agregat cuarțitic granoblastic, în care se dezvoltă cristale largi de albit ciuruit de incluziuni epidotice și de cuarț.

Prin scăderea conținutului în amfibol, ajungem la roce deosebite, în care amfibolul bine dezvoltat se găsește în cristale mai rare, din care unele sunt pseudomorfozate în întregime de clorit. Biotitul este oliv, în lamele asociate intim cu un fond cuarțos microgranular. Epidotul și magnetitul sunt răspândite în întreaga masă. Roca este neomogenă datorită individualizării de benzi cuarțitice fin cristalizate, impregnate de epidot și biotit.

Alte aspecte întâlnim prin dezvoltarea sporadică, dar largă a cristalelor de hornblendă înglobate într'o masă granulară de cuarț, feldspat sericitizat, epidot și a cărei textură șistoasă devine aparentă prin dispoziția orientată a numeroaselor lamele de biotit.

În unele roce cu o pastă mai bine cristalizată actinotul se dezvoltă în grupe radiare în care se recunosc fâșii cuarțitice curate, cu dezvoltări ocazionale de cristale de epidot și albit.

În zona, în care rocele amfibolice sunt preponderente, pe V. Râului Bărbat, am observat roce asemănătoare în unele privințe, în care hornblendă verde-albăstrue, bine dezvoltată în cristale prismatice dispuse de regulă în planul șistozității, formează fâșii continue și prezintă structura poikilitică, înglobând în special granule de cuarț.

Pastei cuarțitice predominante i se asociază numeroase lamele fine de biotit verzui, puțin epidot și magnetit.

În unele fâșii mai sărace în minerale colorate se observă prezența albitului care poate deveni un component important.

În alte roce, cristalele mari de hornblendă verde-albăstrue trec în jerbe aciculare de hornblendă actinolitică; transformarea are loc în toată masa cristalinului care prezintă un aspect pătat. Între aceste cristale se observă un agregat dens de granule fine de epidot. Albitul, cu abundente incluziuni de epidot sau actinot, se prezintă în cristale bine dezvoltate.

Se observă de asemenea, șuvițe cuarțoase încărcate cu epidot și actinot. Participația mineralelor opace este redusă. O bună parte din acestea sunt formate din ilmenit transformat în cea mai mare parte în leucoxen. Leucoxenul poate fi în unele roce asociat cu epidot. Menționăm și prezența ocazională în acest caz a unei turmaline foarte pleochroice (verde închis—brun roșcat pal). De regulă ea este crescută cu epidot și clorit care e cristalizat în deosebi în jurul cristalelor opace.

Amfibolite cu epidot. Unele amfibolite cu epidot prezintă o structură porfiroblastică foarte accentuată a prismelor de hornblendă verde-albăstrue și a

lamelor de muscovit, ce prezintă unele incluziuni de epidot granular. Pasta este în aceste cazuri preponderent epidotică, acest mineral arătând în multe părți treceri la pistațit. Albitul este fin granular, plin cu microlite de sericit; formează însă și elemente lenticulare în care este concrescut cu puțin cuarț și epidot. Sfenul îmbracă resturile de ilmenit, răspândite destul de regulat în masa rocei.

În alte amfibolite cu epidot, amfibolii formează fâșii ce prezintă ochiuri lenticulare de albit împănate cu cristale de epidot, clorit și puțin sericit. Epidotul formează cuiburi compacte, fin granulare. Sfenul în cristale mari, limpezi și în granule rotunjite, înconjoară de obicei un minereu opac. Hornblenda se prezintă în cristale foarte alungite și este străbătută de o rețea de clorit verzui pal, dând impresia netă a unei formațiuni mai tardive. Concreșterea aceasta se desvoltă până la crearea unor aspecte scheletice ale amfibolului. Rutilul formează prisme idiomorfe, terminate cu fețe de bipiramidă.

Am întâlnit și roce constituite în cea mai mare parte din amfibol, cu fâșii epidotice și excepțional cu benzi de albit fin granular, în care se găsesc diseminate cristale de epidot. Rutilul este foarte abundent.

Am studiat și roce în care albitul, cu tendință porfiroblastică, este maclat după (oro); în asociație, comportă frecvent numai doi indivizi. Cristalele nu sunt niciodată perfect limpezi din cauza numeroaselor incluziuni de epidot, clorit și apatit. Epidotul formează și numeroși indivizi mari cu conture neregulate sau microlite idiomorfe. Cloritul este o varietate cu pleochroism verde-galben închis, împânzind întreaga masă a rocei. Minereul în cristale bine dezvoltate, cu conture cubice, participă mult în acest caz la alcătuirea rocei.

Am întâlnit și roce care prezintă o textură cu granule relativ omogene deosebindu-se benzi amfibolice care au un caracter lenticular ce se continuă mai departe prin șiraguri de epidot. Pistațitul apare ceva mai rar în cristale bine dezvoltate.

În benzile cuarțo-feldspatice, cuarțul formează de obicei plaje izolate. Agregatul granular feldspatic cuprinde și epidot și ceva amfibol. Feldspatul este un plagioclas acid, în mare măsură sericitizat.

Toate aceste roce, foarte feldspatice, ar putea deriva din sedimente tufacee.

Șisturi amfibolice. Am separat în mijlocul complexului amfibolic, pe V. Lăpușnicului, două lentile de roce amfibolice.

Ceva deosebite sunt șisturile amfibolice cu dezvoltare porfiroblastică a albitului în granule sau ochiuri umplute cu microlite de epidot și clorit.

Caracterul lenticular este foarte aparent în secțiunile perpendiculare pe șistozitate. Și în fâșiile cuarțoase participarea acestui feldspat este importantă. Biotitul nu lipsește, dar este cu totul redus, pe când hornblenda, formează mai mult de o treime din masa rocei. Șistozitatea este marcată de o dispoziție para-



lelă ușor șistoasă a amfibolului și a biotitului și este marcată prin fâșiile neobișnuit de lungi de minereu. Epidotul este fin granular și se îngrămădește în special în zonele feldspatice.

Întâlnim roce similare însă cu o structură mult deosebită. În locul unei texturi fin rubanate întâlnim o dispoziție lenticulară prin dezvoltarea cuarțului în ochiuri lenticulare și prezența unor cristale hipidiomorfe de plagioclas maclate fin, umplute abundant cu microlite de epidot. Biotitul fin lamelar este găzduit în masa acestuia.

Am observat și roce asemănătoare, însă lipsite de dispoziția transversală a fenoblastelor de hornblendă, dar care însă se integrează în schema generală texturală a rocei. Hornblendă este verde-albăstrue în prisme alungite. Epidotul este sensibil mai abundent decât în cazul precedent. Epidotul ca și cuarțul prezintă tendința unei concentrațiuni mai ridicate, în fâșii paralele.

În secțiune paralelă textura șistoasă apare mai atenuată. Am observat o fasciculare terminală a hornblendei verzui-albastrii în care apar aglomerațiuni de cristale de rutil microlitic. Se observă și cristale idiomorfe mai largi sau grupări mai dense, de regulă intim asociate epidotului. Cloritul este subordonat în lamele verzui palide. Cuarțul este sporadic, ca element interstițial, formează însă uneori plaje granulare mai dezvoltate. Hematitul este sporadic.

Pe V. Jiului Românesc am întâlnit roce similare, în care cristalele largi de hornblendă comună, verde-albăstră închisă, sunt ciuruite de incluziuni de cuarț și pseudomorfoze de sericit. În pasta cuarțo-feldspatică adânc sericitizată cristalele de cuarț au o dimensiune destul de constantă și se reliefează din sericit, care lasă să se întrevadă cristalul original de plagioclas. Zoizitul formează aglomerațiuni compacte, oărecum granulare, iar pistațitul se dezvoltă în cristale largi, concrescute cu hornblendă.

În alte tipuri predomină plagioclasul bine dezvoltat, adânc transformat prin dezvoltarea abundentă a sericitului și a zoizitului, cu tendința sericitului de a se prezenta cu lamele orientate. Cuarțul este în granule și plaje mari, iar apariția unei plaje fine cuarțo-feldspatice imprimă rocei o structură blastopsamitică. Hornblendă comună formează cristale fără conture idiomorfe, la care se poate constata o zonă marginală fină de hornblendă verde-albăstrue precum și tendința unei rezolvări periferice într-o hornblendă actinolică aciculară. Pistațitul formează granule mari neregulate. Apatitul se dezvoltă în cristale idiomorfe, excepțional de dezvoltate.

Am întâlnit și roce care se caracterizează prin lame foarte mari de penin verde închis-gălbui, asociate paralel cu lame largi de muscovit. Cuarțul în granule bine dezvoltate se asociază în fâșii alternând cu mineralele micacee. În clorit se observă aureole pleochroice foarte puternice. Epidotul foarte fin granular și dispus în special în clorit, formează o eșalonare conformă texturii rocei.



În rare cazuri rocele amfibolice conțin și calcit. În astfel de roce studiate, amfibolul este o hornblendă verde-albăstruie, în porfiroblaste de 3—4 mm, restul masei fiind alcătuit din cuarț, calcit, clorit și epidot. Cuarțul este abundent și dezvoltarea sa granoblastică cuprinde încă granule feldspatice sau chiar cristale mai dezvoltate de albit cu abundente incluziuni de epidot.

Textura șistoasă este marcată de orânduirea paralelă a lamelelor de albit și clorit (verde-brun închis—gălbui). Calcitul formează mici corpuri lenticulare, iar epidotul este diseminat în granule mărunte sau colectat în mici benzi. Chiar în pastă se vede prezența unor microlite de hornblendă.

Șisturi cloritoase. În complexul amfibolic se întâlnesc subordonat și șisturi cloritoase. Am examinat astfel de roce. Ele sunt fin cristalizate și prezintă o dispoziție în fâșii. Cuarțul fiind granoblastic formează țesutul fundamental, distingându-se fâșii în care se observă o participație mai importantă a cloritului în lamele dispuse paralel sau înfățișând o cutare foarte fină. În alte benzi epidotul devine un constituent important. Magnetitul se concentrează de asemenea în unele fâșii, iar în jurul cristalelor mai mari se constată o dispoziție în vârtej a lamelelor de clorit.

Paragneise cu granat. Printre rocele complexului amfibolic distingem și paragneise cu granat. Rocale studiate au granulele bine dezvoltate, cuarțul prezentându-se în indivizi cu un început de sdrobire; pe fisuri se întâlnește o rețea de lamele sericitice. Aceștia își au în mod evident originea în cristalele de plagioclași transformați în bună parte în sericit. Dispoziția lamelelor este cu totul neregulată. Epidotul este colectat în general în granule ceva mai mari. Zoizitul este cu totul subordonat. În indivizii de plagioclași se recunoaște o maclațiune, deasă după legea albitului. Parageneza mai cuprinde granule numeroase de granat, pseudomorfoze de clorit (verde închis — galben pal) după biotit precum și aglomerațiuni lenticulare de fibre de amfiboli închizând granule de granat. Lamele de muscovit bine dezvoltate sunt rare. Cristalele de plagioclas prezintă conture foarte variate și cuprind deseori cristale ovoide de cuarț. E clar că dispoziția actuală este rezultatul unei circulații intense care a determinat formarea și migrarea sericitului, cloritizarea unui biotit probabil după unele relice puternic birefringente în lamelele de clorit precum și dispoziția foarte caracteristică a amfibolului.

c) CONCLUZII ASUPRA SERIEI DE DRĂGȘAN

Această serie de Șisturi cristaline este de origine sedimentară și de vârstă probabil paleozoică veche. Ea a luat naștere prin metamorfism regional dintr'un complex de sedimente mărmnoase, argiloase, grezoase și calcaroase. În



această alternanță de depozite, atât în faciesul marnos, cât chiar și în cel argilos, se găseau intercalate depozite de grosimi mai mari sau mai mici de tufuri vulcanice.

Metamorfismul acestei stive de sedimente depuse în geosinclinalul paleozoic cu tufurile vulcanice a avut loc înaintea intruziunii granodioritului de Retezat și a celui de Buta.

Că aceste Șisturi cristaline sunt mai vechi decât masivele eruptive menționate, stă mărturie faptul că dealungul Culmei Peleaga-Bucura, Vf. Mare, V. Ursasca, V. Lazărului etc. se găsesc în aceste granodiorite numeroase enclave sau resturi din acoperișul de Șisturi cristaline ale Seriei de Drăgșan, dovedind că această serie era deja în stadiul de Șisturi cristaline în timpul intruziunii acestor masive.

Stiva aceasta a depozitelor sedimentare a fost metamorfozată în condițiuni de mesozonă și numai în timpul mișcărilor de ridicare a masivelor granodioritice a avut loc adaptarea la epizonă prin diafloreză.

O dovadă concludentă pentru acest metamorfism este faptul că, deși rocele cele mai frecvente din această serie se prezintă astăzi sub faciesul sericito-cloritos, găsim totuși numeroase intercalațiuni de amfibolite cu epidot, roce izofaciale în zona de metamorfism biotitică și granatiferă.

2. SERIA DE PILUGU

Sub acest nume distingem un complex cristalin, constituit în cea mai mare parte din roce de origine sedimentară, cuarțite, gneise psamitice, șisturi micacee și șisturi sericito-cloritoase; acestea din urmă apar cu totul subordonat în Seria de Pilugu. Intreaga succesiune este bine vizibilă în profilul de pe V. Pilugului și anume între Poiana Gălățeanului și Pârâul ce coboară de sub cota 1420 m..

O a doua zonă formată din aceleași roce se intercalează între Seria de Drăgșan și gneisele granodioritice ale Masivului Buta la NW de acest masiv, pe sub Culmea Gruniului și traversând Culmea Lazărului.

Către S, Seria de Pilugu este acoperită de depozite mesozoice și aquitaniene.

În prima zonă predomină șisturile micacee iar în cea de a doua, cuarțitele. Celelalte tipuri de roce sunt subordonate.

Cuarțite. Aceste roce formează strate largi de mai mulți metri și chiar zeci de metri, separate în plăci compacte de câțiva dm grosime, cu fețele acoperite de foițe de mică albă. Ele prezintă în general o structură granoblastică și o textură masivă, fiind constituite în cea mai mare parte din granule izometrice de cuarț, pe lângă care se mai observă procente variabile de albit

și microclin și foițe de biotit brun. Subordonat se mai observă granule sporadice de granați, microlite de rutil maclat după (101), microlite de zircon și titanit. Deasemenea se mai remarcă foițe rare de clorit și granule de calcit. Roca este pigmentată de o pulbere fină de oxizi de fier.

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile mineralelor este următoarea:

Minerale	%	Limite
Cuarț	63,5	0,08—1,22
Feldspat potasic	18,95	0,20—1,02
Calcit	14,5	0,12—0,63
Muscovit și sericit	3,6	0,07—0,42
Biotit	sub 1	
Minereu	0,6	0,02—0,14
Hematit	urme	
Granat	urme	
Rutil	urme	
Zircon	urme	
Titanit	urme	

În unele cazuri întâlnim o participare mai însemnată a albitului în alcătuirea masei granoblastice, alteori, albitul are o ușoară tendință de dezvoltare porfiroblastică, iar în țesutul fundamental apar membrane micacee printre care sunt prinse lamele de biotit foarte palide în asociație paralelă. Dispoziția membranelor și a benzilor micacee este astfel, încât prezintă ondulațiuni. Mineralele opace se ordonează în șiruri în lamelele de muscovit.

Este remarcabilă structura blastopsamitică a unor cuarțite care se înrudesce astfel cu gneisele psamitice. Granulele mai mari sau ochiurile de cuarț se detașează într-o pastă lepidoblastică sericitoasă în care deosebim granule izolate de calcit, lamele de clorit și dârc de sfen ce urmăresc detaliile traseului curbilin al micii în jurul granulelor mai mari de cuarț.

Gneise psamitice. Gneisele psamitice apar în trei fâșii: una pe V. Pilugului, una pe Dealul Bradului și una în Culmea Lazărului.

Rocile sunt de culoare albă-verzue, grăunțoase și slab șistoase; pe suprafețele de spărtură se observă membrane fin micacee, care le conferă un luciu sifefos caracteristic.

În constituția acestor gneise intră granulele de cuarț, de microclin, de ortoză, de plagioclași, în general rotunjite sau izometrice.



Analizele micrometrice ne arată o mare variație în ceea ce privește raporturile procentuale între aceste minerale.

Rocel cuprind lamele de muscovit destul de frecvente, care determină o structură granoblastică-lepidoblastică. Afară de aceasta se mai întâlnește subordonat: epidot, granule de calcit și foarte rare foițe de biotit cloritizat.

Compoziția mineralogică cantitativă și dimensiunile mineralelor sunt date în tabelul de mai jos.

Minerale	%	Limite
Cuarț	30,7 — 43,7	0,39—1,25
Plagioclas (albit-oligoclas) . .	40,82—45,00	0,85—2
Feldspat potasic(ortoză, microclin)	16,3 — 19,5	0,20—2,20
Muscovit	1,31— 4	0,06—0,37
Biotit	0,20— 3	0,15—0,20
Epidot	0,04— 0,3	0,09—0,19
Calcit	0,03— 2,3	0,03—0,50

Cuarțul formează uneori fâșii cuprinzând peste desenul blastic, lamele de muscovit cu dăre sinuoase și romboedri de calcit. Ortoza ușor brunie este în granule neregulate, deseori crăpată și recimentată cu cuarț și sericit. La cristalele de plagioclas crăpate se observă, o recristalizare prin apariția unui agregat de cimentare cuarțo-albitic.

Un alt element îl constituie feutrajul dens sericitic derivat din feldspat și care înglobează pe alocuri ochiuri de cuarț.

În alte cazuri, dispoziția în benzi nu mai este aparentă, pasta fiind alcătuită preponderent din granule de cuarț. Alteori, din contră, cuarțul, albitul și microclinpertitul fără structuri în ostrețe sunt înecate într'o masă de sericit în care se mai recunosc pe alocuri fragmente de plagioclas sericitizat.

Lamele largi de biotit, când apar, sunt cloritizate în întregime.

Am întâlnit și gneise psamitice numai cu oligoclas în granule rotunjite sau neregulate și crăpate. Compoziția variază continuu în unele cristale măsurate dela 10% la 2% An. Elementele largi de cuarț sunt rare. În acest caz cristalele sunt prinse într'o pastă alcătuită din cuarț, plagioclas și sericit, presărate cu granule de calcit și în care textura șistoasă este determinată de așezarea lamelor micacee.

Sisturi micacee. În vecinătatea estică a Masivului Buta, întâlnim micașisturi cu muscovit și biotit, formate în cea mai mare parte din lamele

de muscovit și mai puțin de biotit. Micele formează pături compacte, prin care se ivesc granule de cuarț izolat sau gupate în cuiburi sau zone.

Păturile de mică sunt ondulate și imprimă rocei structura lepidoblastică tipică și textura paralelă-sinuoasă.

Cuarțul asociat cu puțin albit formează mici corpuri lenticulare sau ochiuri în masa micacee. Biotitul se dezvoltă în cristale mari, pe când mica albă formează un feutraj dens lepidoblastic care înglobează în parte lamelele de mică neagră. Unele din lamele arată fenomene de cloritizare netă cu formare de pachete de clorit prezentând tranziții către mineralul primar. Cristalele de biotit bine dezvoltate au o culoare roșie-brună, în timp ce lamelele mărunte asociate sericitului, sunt mai palide.

În parte și acestea sunt cloritizate integral și întrețesute în masa sericitică.

Mineralele opace sunt rare. Zirconul apare ocazional, iar romboedrii mărunți de calcit se dezvoltă de preferință în asociație intimă cu cuarțul.

La limita masivului granitic se dezvoltă micașturi lipsite de lamele mari de biotit, prezentând fie muscovit în lame bine dezvoltate, fie un agregat lepidoblastic în care se recunosc lamelele de biotit (brune-gălbui-pal).

Șisturi sericito-cloritoase. Am întâlnit în Seria de Pilugu și roce sericitoase cu granule de cuarț bine dezvoltate, în parte pline cu incluziuni rotunjite de substanțe opace. Sericitul formează fâșii lenticulare de lamele concrescute subparalel. Aceste fâșii se fasciculează în granulele de cuarț. O parte din sericit constituie aglomerațiuni ce dau impresia de epigenii după feldspați.

Cristale de turmalină idiomorfe, cu conture ditrigonale, sunt rare. Mineralele opace sunt cantitativ apreciable. Se recunosc și numeroase pseudomorfoze de clorit după biotit.

Am întâlnit mai de grabă excepțional în acest complex, și filite cloritoase în care cuarțul este foarte mărunț cristalizat în asociație intimă cu sericitul.

Aspectul dominant în secțiune îl dau fâșiile largi de sericit în lamele, orientate subparalel și membranele de clorit. Calcitul este un component rar în granule foarte mărunte, iar minereul se asociază de preferință fâșiilor cloritoase. Sfenul granular urmărește deasemenea traseul membranelor micacee.

În șisturile sericito-cloritoase întâlnim ochiuri mari în care se dezvoltă din abundență lame de clorit cu caracter evident pseudomorf, ce arată unele fenomene de îndoire. În masa sericitului sunt răspândite numeroase aglomerațiuni de sericit fin granulare.

Am întâlnit și roce alcătuite din fragmente neregulate de cuarț, precum și din cristale mari de penin, cu dâre fine de sfen înglobate într-o pastă sericitică compactă. Calcita formează rare cristale romboedrice localizate deseori în cuarț, sau mici agregate granulare în sericit.



Prin dezvoltarea muscovitului ajungem la roce micacee în care lamelele de muscovit sunt întreșute în orientări variate și alternează cu zone cloritice în care muscovitul formează lame mai mari. Feldspatul se întâlnește izolat în ochiuri mai largi concreate cu celelalte minerale. Minereul este de regulă în granule mari.

Cu o dezvoltare și mai mare întâlnim un șist cu muscovit și penin.

Menționăm rocele acestea cloritoase aici, deoarece credem că în aceste cazuri cloritul reprezintă un mineral pseudomorf.

În alte secțiuni cloritul apare în benzi bine încheiate, puternic ondulate prinse într-o masă sericitică cu o orientare înaintată a lamelor ce provin din alterația feldspaților ale căror urme sunt vizibile pe alocuri. Minereul în cristale lamelare sau izometrice este răspândit egal în toată masa.

La contactul dintre granodioritele de Buta și cuarțite apare local o rocă compactă cu bobul mărunț, în care predomină cuarțul și oligoclazul ce formează fondul granoblastic în care se mai observă agregate difuze de microlite de zoizit într-o masă sericitizată, șuvițe aciculare și jerbe de actinot răspândite la întâmplare, și lamele mai rare de biotit brun-roșcat, înconjurat de grăuncioare de sfen.

Concluzii asupra Seriei de Pilugu. Din cercetările rezumate în descrierile ce preced, impresia noastră este că Seria de Pilugu reprezintă inițial un stadiu de metamorfism corespunzător zonei, cu biotit sau cu granat, întrucât astfel de roce se găsesc conservate pe alocurea în acest complex. Acestei serii i s'a imprimat caracterul metamorfic actual în timpul mișcărilor care au dus la formarea masivelor eruptive învecinate ceea ce explică ubiquitatea sericitului, raritatea biotitului și prezența cloritului cu caracter pseudomorf.

În această serie a fost prevăzută și posibilitatea unui proces de granitizare, care ar reprezenta stadii incipiente de formare a masivelor granodioritice. Cercetările noastre însă nu au confirmat această ipoteză de lucru.

Caracterul blastopsamitic este foarte evident. Microclinul este deosebit de microclinul Masivului Buta, care ar urma să reprezinte un stadiu mai metamorfic, iar raporturile cantitative nu arată nici o regularitate. Este drept că și aceste gneise psamitice au suferit ca și granodioritele de Buta fenomene de sdobire și recristalizare, care în unele cazuri au putut șterge imaginea structurală, dând loc la nedumeriri.

Cercetarea însă sistematică a întregii serii nu lasă nici o îndoială asupra caracterului relict al feldspatului din aceste roce.



B) MASIVELE ERUPTIVE

În acest complex de Șisturi cristaline se găsesc intruse două corpuri eruptive: Masivul eruptiv al Retezatului în partea de NW și Masivul Buta în partea centrală a regiunii.

Între cele două masive se interpune zona Seriei de Drăgșan în partea de W și N, iar în partea de E și N a Masivului Buta se dezvoltă Șisturile cristaline din Seria de Pilugu.

1. MASIVUL ERUPTIV AL RETEZATULUI

Structura fundamentului cristalin este dominată de masa impozantă a granodioritului de Retezat care formează un corp alungit de direcție SW—NE, deschis între cursul superior al Lăpușnicului, Valereasa, Capul Pleșii și comuna Uric, din Basinul Hațegului, pe o distanță de 40 km; pe cea mai mare parte a masivului, lărgimea sa variază între 10—15 km.

Învelișul granodioritului este constituit din Șisturile cristaline ale Seriei de Drăgșan cu care ia contact pe toată marginea de SE și NW.

La capătul de S, precum și în zona de W, masa eruptivă este limitată de depozite atribuite Liasicului (N. GHERASI, 1937), iar către N, ia contact pe unele porțiuni cu depozitele Seriei de Tulișa.

Contactul cu învelișul cristalin este un contact tectonic, evidențiat prin dezvoltarea aproape continuă a unui facies marginal de roce laminate. Efectele cataclazei se resimt intens atât în masa eruptivă, pe o lărgime medie de câteva sute de metri, cât și în rocele Seriei de Drăgșan în care apar milonite.

Este important de observat, că deși o fâșie îngustă de roce sedimentogene din Seria de Tulișa vine în contact direct cu granodioritele laminate marginale, rocele acestei serii nu prezintă efecte de sdobire. Este astfel probabil că Seria de Tulișa, considerată de noi de vârstă carboniferă, nu a participat la tectonica ce a adus la contactul anormal descris.

În această ordine de idei remarcăm și absența totală a fenomenului de contact termic în vecinătatea directă a masivului, atât în rocele Seriei de Drăgșan cât și în rocele Seriei de Tulișa.

Absența unor zone de contact tipice ar putea fi explicată, fie prin contactul tectonic al masivelor cu învelișul lor, fie prin transformări adânci ale unor eventuale șisturi biotitice de contact slab dezvoltate în condițiunile metamorfismului epizonal sincrone intruziunii.

Din cercetările noastre rezultă că Masivul Rezultatului trebuie considerat în ansamblul său ca un corp eruptiv granodioritic.

Zona centrală a masivului este alcătuită din granodiorite cu o textură aparent masivă. Către S această zonă se îngustează, cum reiesc din harta lui N.



GHERASI (1937). Ea se lărgeste însă până la 10 km, în profilele transversale din partea mediană a masivului. Spre NE, spre Cleanțul Cozmii, zona se îngustează din nou și se pierde, trecând pe nesimțite, ca și în restul masivului, într'un facies gneisic foarte pronunțat. Acesta ocupă astfel în întregime capătul estic al masivului și este bine dezvoltat pe ambele flancuri. Și în interiorul masivului se întâlnesc roce laminate, în fâșii numeroase de grosime redusă; ele apar atât în rocele masive, cât și în cele gneisice. În aceste cazuri efectul cataclastic poate progresa până la formarea de roce filitice, pe care le-am întâlnit de pildă pe Culmea Pelegii și pe văile: Ursasca, Lazărului, Gru-niului și Culmea Vârfului Mare.

În afară de faciesurile masive, gneisice și laminate ale granodioritului de Retezat, întâlnim în masivul eruptiv, numeroase separațiuni aplitice, pegmatitice și granitice ce nu sunt în general conturate net, prezentându-se mai degrabă ca un efect de diferențiere locală sub impulsul forțelor de presare.

Punerea în loc, textura rocilor și fenomenele de diferențiere în masiv sunt astfel influențate direct de situația consolidării masei magmatice într'un câmp de stress foarte pronunțat.

Chiar în rocele cu textura masivă consolidarea a fost influențată de forțele orogenice, unele roce prezentând un caracter gneisic slab pronunțat dar evidențiat în imaginea microscopică a rocilor.

Cu creșterea influenței stressului, structura granitică se modifică treptat, ajungându-se la formarea de ortogneis.

Suntem înclinați să credem că deslipirea masivului de învelișul său sedimentar și nașterea numeroaselor zone laminate este legată de continuarea efortului mecanic după consolidarea masivului.

Lipsa de milonite în Seria de Tulișa este un argument important care arată că procesele mecanice datorite mișcării alpine nu au participat simțitor la aspectul actual al structurii acestor roce.

Procesul de diferențiere magmatică este în general puțin pronunțat, bazicitatea granodioritului îl apropie în unele cazuri de tonalite.

În zona studiată de noi nu am putut delimita faciesurile acide granitice pe suprafețe mai întinse.

Procesul de diferențiere pare să se fi rezumat în esență la separațiunea unei magme cu caracter granitic, separațiune datorită aglomerării cristalelor formate și expulsării magmei reziduale care se individualizează după consolidare în fâșii și corpuri lenticulare.

Structura aceasta este foarte variată, spre deosebire de monotonia remarcabilă a masei principale în care diferențierea este mai ales structurală, datorită în special protoclazei.



a) ROCELE GRANODIORITICE

Granodioritele ce formează partea centrală, a masivului Retezatului sunt roce grăunțoase masive, de culoare albă sau cenușie. Așezarea lamelor de mică în direcțiuni paralele scoate în evidență o textură paralelă a rocei. Sub microscop structura este grăunțoasă iar textura slab orientată.

Roca este constituită în cea mai mare parte din feldspați și cuarț. Feldspații, care formează aproape trei sferturi din rocă, sunt reprezentați prin albit-oligoclas, microclin și ortoză. Ca elemente melanocrate apare biotitul. Ca minerale accesorii notăm prezența muscovitei și aproape constant a epidotului, afară de care cităm cantități mari de apatit, sfen, rutil, alanit, etc.

În tabloul de mai jos se pot vedea variațiile procentuale ale mineralelor componente și dimensiunile lor.

Minerale	%	Limitele în mm
Cuarț	27 — 35	0,2 — 0,7
Feldspat potasic(ortoză,microclin)	6,2 — 26,62	0,35—0,33
Plagioclas (albit-oligoclas) . .	51 — 66	0,82—1
Biotit	0,12— 6,72	0,62—0,04
Muscovit	1,04— 5,12	0,07—0,84
Apatit	0,1 — 0,02	0,01—0,02
Epidot	3 — 0,07	0,07—0,64
Sfen	0,01	0,01
Sericit	urme	
Rutil	urme	
Minereu	urme	
Allanit	urme	
Hornblendă	urme	

FIZIOGRAFIA MICROSCOPICĂ A COMPONENTILOR MASIVULUI GRANODIORITIC AL RETEZATULUI

Cuarțul, atingând o concentrație de 25%, se prezintă în granule până la 0,7 mm diametru sau în cuiburi cu extincție unduloasă, în înfățișare de draperii sau în cadrilaj. Mici granule de cuarț sunt incluse sub forma de mortar, pavaj lenticular cu îndințarea internă a muchiilor.

În granodioritele șistoase cuarțul prezintă o dispoziție lenticulară sau apare în interstiții, de regulă recrystalizat în benzi sinuoase cu structură caracteristică blastică (Sandquarz, Mörtelquarz).

Foarte adesea aci găsim cuarț, pe marginea plagioclasului descompus, în granule mici recristalizate împreună cu lamelele de biotit și ca ciment al bu-căților rupte de feldspat potasic.

Conține foarte rar incluziuni de feldspat potasic, biotit, apatit, etc.

Feldspatul potasic. Feldspatul potasic se prezintă ca ortoză și în deosebi ca microclin. De obicei acesta din urmă este mai curat, transparent, în contrast cu ortoza, care este de regulă brunificată, adică cu dăre centrale și marginale tulburi. Se observă uneori ortoză maclată după legea Karlsbad, cu totul accidental după bază. Microclinul se recunoaște de regulă după indizi-vizii maclați în ostrețe, dar formează și cristale omogene care pot varia între 0,035—0,33 mm.

Uneori feldspatul potasic poate prezenta ondulațiuni în formă de valuri. Acestea sunt determinate în cea mai mare parte însă de incluziunile de cuarț, care probabil au luat naștere în timpul cristalizării aproape sincrone a feld-spatului potasic cu cuarțul.

Plagioclasul. Compoziția plagioclașilor variază cu natura roci.

În granodioritele cu microclin, întâlnim un albit-oligoclaz foarte curat, abea marcat de o margine albitică. Determinările au dat următoarea compoziție:

Sâmbure 13% An

Zona externă . . . 8% An

Plagioclașii granodioritelor, sunt oligoclași verzui prezentând zone larg neregulate sau limite nete. Compoziția variază regulat spre periferie. În in-teriorul cristalelor avem de obicei o concentrație de 27%—18% An.

Totdeauna umpluți cu microlite, plagioclașii sunt epigenetizați de sericit și zoizit, ce formează un agregat solzos cu conture neregulate pe care se deta-șează granule mai mari de epidot.

Conținutul în minerale din grupa epidotului este în deosebi ridicat în plagioclașii bazici. De regulă zona marginală este mai clară sau lipsiză cu totul de neoformațiunile menționate.

Concreșterile myrmekitice pătrund pe alocuri adânc în microclin, alteori formează aparent, agregate izolate.

Biotitul, este de obicei brun deschis (np = slab gălbui, ng = brun deschis). Formează lamele largi, deseori îndoite și destrămate și chiar concre-scute pe margine. Este frecvent asociat cu granulele mari de epidot. În cazul formării abundente de epidot se observă și apariția muscovitului, în lamele larg desvoltate, ușor colorate în galben și slab pleochroice (galben-brun după ng). Este posibil ca acest muscovit să fie un reprezentat pseudomorfic după biotit.

În granodioritele șistoase se observă cloritizarea (clinoclor) progresivă a biotitului.



Muscovitul este prezent mai ales în granodioritele șistoase, unde formează pături micacee, care sunt însoțite de obicei de sfărâmăturile de cuarț și felspați care determină structura gneisică.

Compozenții accesorii. Compozenții accesorii sunt foarte slab reprezentati: zirconul sub formă de microlite neregulate, apatitul sub forma de ace subțiri și lungi, titanitul sub forma de granule foarte fine, granule de minereu, rutil și allanit.

FIZIOGRAFIA ROCELOR MASIVULUI RETEZAT

Granodiorite. Un element fiziografic constant și caracteristic al granodioritelor îl formează prezența epidotului în cristale idiomorfe, mai rar granule neregulate.

Epidotul se asociază de regulă cu foițele de biotit, fără însă ca această creștere să prezinte o dispoziție în care să rezulte un proces de substituție, metasomatică.

Epidotul și biotitul apar astfel în cristalizații *quasi sincrone*. Hornblenda este numai accidentală și cu totul sporadică. Asociația epidotului cu biotitul brun-roșcat și cu o mică slab colorată în brun, ce ar putea fi un termen flogopitic, ar reprezenta, după părerea noastră, consecința cristalizării sub stress, înfățișând astfel granodioritele de Retezat chiar în termenii cu textura masivă ca roce cu caracter gneisic. Poziția centrală a acestor roce ar marca numai un efect mai redus al acțiunii metamorfismului dinamic.

Plagioclașii se prezintă în cristale idiomorfe, mai rar cu contur curbiliniu, sunt variați și prezintă treceri gradate dela un sâmbure central cu 27% An., la o zonă marginală cu 18% An. Prezintă întotdeauna fenomene marcate de transformare cu dezvoltare de zoizit, sericit și uneori tremolit. Finele agregate microlitice ale acestor substanțe sunt întâlnite în partea centrală și deseori structura zonală se manifestă numai prin turbureala sa. În alte părți distribuția acestor microlite este mai capricioasă.

Feldspatul potasic este un microclin ușor pertitic, dezvoltat câteodată în cristale largi și în care plagioclasul se continuă prin creșteri myrmekitice. El poate deveni un element subordonat și componentele sale chimice s'ar regăsi în aceste cazuri în mica albă.

Cuarțul este dezvoltat în granule mari sau în agregate a căror structură ar putea ridica bănuiala unei ușoare recrystalizări.

În rocele în care efectul stressului este mai resimțit dezvoltarea primară a epidotului poate ajunge până la 1%.

Caracterul de idiomorfie netă a plagioclasului începe să se atenueze în rocele gneisice prin dezvoltarea de conture curbilinii și întâlnim foițe de mică albă



asociate cu cuarț fin cristalizat în interstițiile dintre aceste cristale, lăsând impresia netă a unei orientări datorită presării cristalelor mai vechi. Paralel, cu aceste observațiuni, cuarțul încetează de a se mai prezenta în granule mari unitare, ci în agregate fine cu granule neregulate și conture îndințate vădind o tendință cristaloblastică. În aceste cazuri se observă și un început de distribuire lenticulară, fluxionară a componentelor. Este de remarcat că intensitatea transformării plagioclasului în componente hidroxiolate nu merge paralel cu aceste efecte.

Un efect mai marcat l-am întâlnit în roce cu textura pseudofluidală determinată de sfărâmarea cuarțului și de recristalizarea sa parțială rezultând agregate care învăluiesc cristalele de plagioclași. Paralel cu acest fenomen observăm o îndoire a micelor care se adaptează condițiilor mecanice ale ambianței.

Gneise grandioritice. Acestea sunt rocele cele mai răspândite din masivul eruptiv al Retezatului, și formează o bandă ce se lărgeste treptat dela SW (1 km) către NE (8—9 km lățime la marginea regiunii cartate, în spre Cleanțul Cosmii). Atât la capătul de SW, cât și la cel de NE, aceste gneise dispar sub Șisturile cristaline ale Seriei de Drăgșan. O caracteristică a acestor roce este prezența bobîțelor albe de plagioclas albitic, care pe suprafețele de șistozitate poate da uneori un aspect nodulos; prezintă o evidentă textură paralelă și structura microgrăunțoasă.

Roca este constituită din aceleași minerale ca și rocele granodioritice, cu mici variații.

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile mineralelor sunt cele din tabelul de mai jos:

M i n e r a l e	%	Limitele în mm
Plagioclas	48,4—54,3	0,11—0,32
Feldspat potasic	13,6—17,3	0,08—0,33
Cuarț	19 —23,2	0,08—0,14
Muscovit	0,7— 1	0,05—0,15
Epidot	0,8— 1,1	0,01—0,4
Biotit	0,8— 3,2	0,03—0,5

În gneisele granodioritice, biotitul nu mai este întotdeauna reprezentat prin varietatea brună, ci apare cu o culoare verde-brună (oliv închis-gălbui). Asociația cu epidotul este regulată, acesta din urmă, formând cristale idiomorfe și este reprezentat printr'o varietate săracă în fer, mai rar prin pistațit. Este de remarcat prezența de cristale destul de dezvoltate de epidot ca incluziuni în plagioclași,

demonstrând o tendință de decalcifiere a acestora chiar în timpul procesului de consolidare.

Gneisificarea nu este rezultatul unui fenomen de sdrobire, întrucât cuarțul indicator arată în unele cazuri efectele acestea, mai reduse decât la rocele masive.

Textura gneisică nu este aparentă la microscop. Feldspații plagioclași nu prezintă alterațiuni mai adânci, ci mai de grabă o parte din cristalele de plagioclas prezintă încă conture net idiomorfe, cât și tendința unei ușoare dezvoltări porfirice.

Microclinul este în granule mărunte, mult mai bine reprezentat decât în rocele masive ce alcătuiesc masa centrală principală. Dezvoltarea micii albe este redusă. Deasemenea în masa mărunță cuarțo-feldspatică, myrmekitul este foarte răspândit.

În alte cazuri gneisul granodioritic este caracterizat printr-o structură poikilitică grație dezvoltării largi a microclin-pertitului, care înglobează cristale idiomorfe de plagioclași. Și aici se manifestă un conținut sensibil de ridicat în feldspat potasic, 23,10% din compoziția roci.

Un alt tip de gneis granodioritic, de asemenea cu o structură blastogenetică, este caracterizat printr-o dezvoltare mai mare a cristalelor idiomorfe de plagioclași antrenate marginal într-un proces de blastează.

Biotitul este de culoare măslinie, iar epidotul este extrem de abundent, totalizând 3% din compoziția roci. El apare în concreșteri cu biotitul sau izolat în înșiruiți care marchează dispoziția texturală gneisică, dar se întâlnește deasemenea și în granule largi și neregulate incluse în plagioclași.

Pasta formată din cuarț și microclin are un caracter granulitic, la care se asociază deasemenea epidotul și biotitul.

În astfel de gneise caracterul cristaloblastic începe să devină aparent și avem impresia că el merge paralel cu mobilizarea și dezvoltarea epidotului.

În unele cazuri se resimt influențe hidroterminale neîndoioase, manifestate prin sericitizarea înaintată a plagioclașilor, dar mai ales prin migrațiunea epidotului, care sub forma de pistațit înglobat în cuarț derivă direct din decalcificarea feldspaților.

Am observat astfel de situațiuni la gneise cu feldspați poikilitici, care nu prezintă fenomene orientate cu solicitarea mecanică.

Gneise granodioritice laminate. Zona de contact a masivului este marcată foarte adeseori prin gneise laminate. Acestea apar însă și în interiorul zonei granodioritelor masive ca și în zona gneiselor granodioritice sub formă de fâșii înguste.

În aceste roce cuarțul este recrystalizat în corpuri lenticulare, cuprinde unele granule de microclin-pertit și cristale de albit, cu structura pavimentoasă în



parte, ce alternează cu altele feldspatice, intens sericitizate. Sericitul formează plaje largi, pe care se mai detașează eventual granule relict de plagioclași, cristale de epidot neregulate și lamele de muscovit.

Prin dispariția biotitului și tendința de degradare totală a feldspaților plagioclași, cu neoformarea de sericit și epidot, aceste transformări se diferențiază prin parageneze de temperatură mai scăzută de granodioritele gneisice.

Foarte frecvent se observă roce similare, în fâșii înguste în masa granodioritului; în aceste cazuri se pot deosebi uneori pseudomorfoze după biotit și fragmente din cristale de plagioclas, care sunt însă în genere pseudomorfozate de sericit și zoizit, zoizitul dezvoltându-se ca un voal subțire în toate zonele ocupate de feldspați. Transformările pot să fie și mai complexe prin apariția albitului de substituție; aceste zone de sdrobire putând facilita circulația soluțiilor.

Am întâlnit gneise laminate cu o structură porfiroclastică bine evidențiată de granule de microclin, de plagioclași cu fenomene de îndoire și mai rar cu ochiuri de cuarț. Pasta are o structură granoblastică datorită recrystalizării cuarțului, incluzând numeroase fragmente relict de feldspați.

Șistozitatea este în deosebi marcată prin șuvițe de sericit stropite cu granule de epidot.

În stadiile incipiente de sdrobire, roca dobândește o structură porfiroclastică foarte pronunțată prin granule neregulate și mari de feldspați, prinse în pasta fin recrystalizată de cuarț, care cuprinde încă ace de actinot și granule de epidot. În acest stadiu, procesul de sericitizare este foarte puțin accentuat și multe din granulele de plagioclași sunt decalcificate, compoziția lor apropiindu-se de albit. Cristalele mari de epidot, asociate cu lamele de mică albă, ce ar putea fi pseudomorfoze după biotit, completează imaginea structurală.

Am întâlnit și roce ce fac tranziția la granodioritele descrise la început prezentând cuarțul puternic recrystalizat, dar deosebindu-se de rocele descrise în paragraful precedent, prin dezvoltarea abundentă a microlitelor de epidot care rămân în acest stadiu fixate în cristalul găzduitor de plagioclas. Biotitul este recrystalizat, în parte, ca un biotit brun-verzui foarte pal.

Am întâlnit și roce foarte șistoase, însă bine recrystalizate. Elementele relict granodioritice sunt plagioclașii și microclinul, în incluziunile de plagioclași, în cristale cu conture neregulate. Pasta cristaloblastică cuprinde cuarț, biotit, muscovit, cristale de actinot și granule de epidot.

Șistozitatea foarte pronunțată este determinată în deosebi de membrane subțiri de lamele de muscovit și biotit precum și de dispoziția în fâșii de cuarț fin cristalizat cu foițele de mică. Prezența biotitului în special, ar fi un argument și în cazul acesta, că procesul de cataclază a urmat îndeaproape consolidarea gneisului.



Fără a fi un fenomen general, prezența albitului de substituție aduce o nouă variație în aspectul gneiselor. Albitul de substituție se prezintă în structura caracteristică de tablă de șah și scoate în evidență incluziunile de albit derivate din oligoclaz ce se întâlnește în unele roce descrise.

Intensitatea procesului de circulație se dovedește în aceste cazuri și în decalcificarea plagioclașilor prin cristalizarea mai largă a mineralelor neoformate (epidot, zoizit și sericit). Albitizarea interesează atât rocele masive cât și cele laminate.

În unele roce masive, albitizarea a mers paralel cu dispariția biotitului, fără însă a se constata o purificare a feldspaților plagioclași care găzduiesc abundente microlite de sericit, epidot bine dezvoltat sau zoizit microlitic.

b) SEPARAȚII MAI ACIDE

În masivul granodioritic sau în gneise, întâlnim unele separațiuni reduse mai acide, care credem că corespund la o separație a lichidului rezidual sub efectul forțelor de presare. În general, aceste separațiuni n-au contacte nete și deci este probabil că s-au format chiar în loc. Ele au grăuntele mai mărunț, în general sunt mai leucocrate și corespund unei compoziții mai granitice. Textura este aparent masivă sau șistoasă, manifestându-se o solidaritate texturală cu roca principală în care se găsește.

Compoziția mineralogică și dimensiunile acestor separații calculate cu masa de integrație sunt date în tabloul de mai jos.

M i n e r a l e	%	Limitele în mm
Plagioclas	34,6—42	0,8—1,2
Feldspat potasic	26,5—29,8	0,7—1
Cuarț	27,5—28	1 —1,2
Muscovit	0,1—1,4	0,6—0,9
Biotit	1,6—1,9	0,4—1
Epidot	1,6 2	0,3—0,9

Feldspatul plagioclas este zonat cu :

18% An la centru și

10% An în zona marginală subțire.

Plagioclasul este mai albitic decât în granodiorite.

Plagioclasul este tulbure, și în acest caz, prin dezvoltarea microlitelor obișnuite de zoizit. Biotitul este o varietate oliv-închis. Cristalele de plagioclas nu mai prezintă conture idiomorfe accentuate, ci margini rotunjite. Epidotul este



prezent în cristale bine dezvoltate sau mici aglomerate informe. Muscovitul este sporadic. În alte cazuri separațiunile prezintă un caracter porfiric foarte accentuat prin prezența unor cristale mari de cuarț sau microclin.

c) ENCLAVE

Pe crestele cele mai înalte ale Masivului Retezatului și anume pe Peleaga, Bucura și Vf. Mare, am întâlnit, sub formă de enclave sau sinclinale prinse, șisturi amfibolice cu sericit asemănătoare unor intercalațiuni din complexul rocilor cloritoase. Mărimea acestor enclave nu trece de 15 m lărgime și 20 m lungime.

Aceste roce sunt alcătuite dintr'o pastă sericitică în care se dezvoltă idio-blaste prismatice de hornblendă verde îngrămădită adesea în cuiburi. Hornblendă este transformată în mare parte într'o hornblendă albastruie, iar marginal, în actinot. Aceste transformări ale hornblendei ar fi posibil să fie legate de dezvoltarea unor plaje de cuarț în care se dezvoltă actinot fin acicular. Epidotul și sfenul în cristale idiomorfe, sunt subordonate. Apatitul este foarte abundent în pasta sericitică.

2. MASIVUL ERUPTIV BUTA

Acest corp eruptiv este situat la Sud-Est de Masivul Retezat; ocupă o întindere mult mai redusă și este alungit în direcția SW—NE, având o lărgime uniformă, ascuțindu-se doar numai către Culmea Bradului. El se dezvoltă din V. Buta până în V. Pilugului peste Culmea Straunile, Dealul Gruniului, Dealul Lazărului, Dealul Zănoaga, Muntele Văcăria.

În zona de S și SW masivul este acoperit de depozite jurasice ce apar între Poiana Gălățeanului și V. Ursască, la Pleșa și Piule. Pe restul întinderii Aquitanianul Basinelui Petroșeni acoperă toate aceste formațiuni. Către NW și E el ia contact cu învelișul său de Șisturi cristaline, atât cu Seria de Pilugu, cât și cu Seria de Drăgșan.

În alcătuirea masivului întâlnim în partea sa nordică granodiorite cu textură ușor gneisică și gneise granodioritice dezvoltate în deosebi către marginea septentrională a masivului, zona meridională fiind ocupată de granodiorite adamelitice ce trec în V. Mare în microgranodiorite adamelitice.

Remarcăm că granodioritele prezintă o șistozitate mai puțin pronunțată iar microgranodioritele adamelitice au chiar o textură aparent masivă.

Pe toată întinderea masivului au fost recunoscute fâșii subțiri de milonite. În zonele marginale nu a fost identificat un facies de laminaj, cum a fost posibil în Masivul Retezat.



Masivului Buții îi este asociată o variată suită filoniană care se dezvoltă nu numai în limitele masivului, dar intersectează pe o largă întindere și învelișul cristalin. Aceste filoane nu sunt asociate decât rareori în grupuri paralele ca de pildă la izvoarele Văii Gruniului; de regulă sunt solitare și nu arată o direcție privilegiată. Dimensiunile lor sunt reduse la câțiva decimetri, rareori atingând 1 m grosime.

Cele mai răspândite roce filoniene sunt aplită, porfirite și porfire cuarțifere; granitele sunt mai puțin frecvente, lamprofirele sunt foarte rare, iar pegmatitele au fost identificate numai într'un singur punct.

În jurul masivului nu am întâlnit o zonă de corneene. Menționăm totuși prezența unei zone de micașturi și cuarțite cu biotit, la contactul estic al masivului ce ar putea eventual înfățișa o slabă manifestare metamorfică în Seria de Pilugu, care este lipsită în genere de biotit, deși credem mai degrabă că astfel de roce biotitice sunt faciesuri relictice în Seria de Pilugu.

Suntem înclinați să credem că limita nord-estică a masivului reprezintă un contact tectonic întrucât masivul se învecinează direct cu roce filitoase, fără nici o manifestare ce ar putea fi interpretată ca un fenomen de contact.

a) ROCELE GRANODIORITICE ȘI GRANODIORITELE ADAMELITICE

Rocele granodioritice — granodiorit adamelitice, sunt faneromere, de culoare cenușie deschisă, ușor verzue. Feldspatul potasic se prezintă în granule rotunjite de 0,6—1 mm; numai în varietățile pegmatoide atinge câțiva cm. El este însoțit întotdeauna de plagioclași ce se deosebesc prin culoarea lor ușor verzue. Cuarțul formează granule limpezi cu spărtura sticloasă. Biotitul este de obicei în lamele brune-negre.

FIZIOGRAFIA MICROSCOPICĂ A COMPONENTILOR GRANODIORITULUI ȘI AI GRANODIORITULUI ADAMELITIC DE BUTA

Cuarțul. Cuarțul se prezintă în granule largi cu conture dantelate. Are frecvente crăpături dealungul cărora este recrystalizat. În rocele șistoase sau laminate este zdrobit, trecut în fâșii lenticulare și recrystalizate în parte ca mortar (Mörtelquarz) cu o dispoziție în benzi ce marchează șistozitatea; apare deasemenea, pe crăpături cât și marginal sau în interstițiile celorlalți componente. Formează uneori stropi risipiți în cristalele de feldspat. Toate celelalte minerale primare asociate apar deseori ca incluziuni în cuarț.

Feldspatul potasic. Feldspatul potasic este excusiv un microclinpertit cu structura în ostrețe rareori vizibilă; de regulă prezintă o accentuată dispoziție rulantă a extincției, determinată de maclarea submicroscopică. Acest caracter fiziografic este foarte general.



Plagioclasul. Plagioclasul este un albit sau un albit-oligoclas, în cristale idiomorfe, ce prezintă macelațiuni după legea albitului, rareori după legea periclinului; de regulă este saussuritizat, de preferință în partea centrală. Uneori se observă o dispoziție zonală a microlitelor de clinozoizit și sericit, marginea sa fiind alcătuită din albit limpede. Prin decalcifiere rămâne ca element relict un individ unitar de albit, în care se îngrămădesc microlitele de zoizit și sericit. Cât timp primele formează aglomerate neregulate, lamelele de sericit se dispun dealungul urmelor de clivaj sau pe marginea cristalelor de feldspat, fără a arăta însă o orientare comună. În asociația microlitelor epigene intervine și cuarțul sub formă de granule neregulate, cu marginea dantelată. În afară de aceste transformări se constată uneori prezența abundentă a albitului de substituție (Schachbrettalbit).

Biotitul. Biotitul formează lamele brune-pale, slab pleochroice. Aceste cristale trec în parte în mică albă, prin mobilizarea ferului sau în clorit (clino-clor sau penin) prin pierderea alcaliilor.

Transformarea poate fi urmărită în etapele sale succesive, fiind condiționată adesea de circulația dealungul suprafețelor de clivaj, ceea ce conduce la formarea de pachete de clorit sau muscovit în cristalele de biotit și care se află astfel în asociație paralelă. Cloritizarea sau muscovitizarea biotitului prezintă uneori, ca stadii de tranziție, transformarea biotitului brun în biotit verde. Ca un produs al alterării amintite se dezvoltă sfen sau sagenit.

Neoformațiunile de clorit marchează prin dispoziția lor șistozitatea rocei. Ca minerale accesorii semnalăm prezența în cristale destul de mari a apatitului, apoi a zirconului ce determină aureole pleochroice în biotit sau în cloritul epigen.

FIZIOGRAFIA ROCELOR MASIVULUI BUTA

Granodiorite. Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile mineralelor sunt date în tabelul de mai jos (pag. 164).

În caracterul fiziografic al granodioritului de Buta deosebim două elemente diferențiale față de granodioritul de Retezat.

Epidotul primar lipsește cu totul, iar microclinul este maclat submicroscopic, prezentând extincție unduloasă; numai pe alocuri devine vizibilă, structura în ostrețe.

Biotitul este o varietate brun-roșcată, prezentându-se în lamele uneori ușor îndoite. L'am găsit totdeauna pe cale de alterație vădită prin schimbarea culorii, prin formarea de zone neregulate colorate mai deschise. Dealungul suprafețelor de clivaj se insinuează epidotul (pistațit) în granule alungite și în dăre. Sfenul se dezvoltă în abundență în biotit sub formă de cuiburi, în dăre sau ca o franje marginală. Granule sporadice de ilmenit asociate cu biotitul



se transformă în leucoxen. N'am observat în aceste cristale separațiunile atât de comune de sagenit.

M i n e r a l e	%	Limitele în mm
Cuarț	28,5 — 36,9	0,4—1,2
Feldspat potasic (ortoză sau microclin)	12,8 — 18,8	0,3—2
Plagioclas (albit-oligoclas) . .	42,9 — 50,5	0,9—2
Biotit	0,8 — 4,3	0,5—1,3
Muscovit	0,66— 0,7	0,8—0,3
Hornblendă	0,52— 1,3	0,2—1,3
Calcit	0,12— 0,06	0,4—0,16
Epidot	0,40— 0,02	0,1—0,4
Apatit	sub 1%	
Sfen		
Rutil		
Sericit		
Allanit	urme	
Minereu		
Clinozoizit, clorit, zircon, zoizit		

Alterațiunea progresează spre cloritizare fără însă ca acest mineral să se desvolte totdeauna sensibil în secțiunile studiate. Uneori întâlnim clinoclor în lamele grefate pe cristalele de biotit. Am întâlnit și neoformațiuni de clorit independente de procesul de pseudomorfozare a biotitului. Tot acestei faze îi aparțin și granulele largi, neregulate, neomogene de epidot cu zone ferifere intens colorate în galben. Cristalele idiomorfe de sfen cu conture caracteristice aparțin unei prime generații.

Am întâlnit deasemeni și o a doua generație ce se dezvoltă în lamele fine de culoare brună-oliv, asociată eventual într'un agregat granular de epidot.

Cu totul sporadică în unele secțiuni am întâlnit o hornblendă verde (*ng* = verde închis oliv, *nm* = verde, *np* = galben) în cristale larg dezvoltate sau în fragmente prinse în mortarul de cuarț cu tendință de transformare marginală în actinot.

Caracterul de idiomorfie al plagioclasului este totdeauna foarte accentuat. Interiorul este extrem de tulbure prin dezvoltarea excesivă a microlitelor de zoizit, clinozoizit și sericit. Către margine se întâlnește însă o zonă mai clară, la exteriorul căreia, în continuitate orientată de creștere, se dezvoltă albit limpede cu conture cristalografice.



Dimensiunile cristalelor de plagioclas sunt variate, întâlnim alături de cristale desvoltate larg și indivizi mărunți, găzduiți în cristale de cuarț sau de microclin.

Microclin-pertitul nu prezintă structura caracteristică în ostrețe, ci puternice extincții unduloase, datorită macelațiunii submicroscopice; cristalele de microclin pot să atingă dimensiuni mari, înglobând chiar și unele din cristalele mai bine desvoltate de plagioclas.

Cuarțul formează de regulă cuiburi granulare dar și indivizi izolați cu extincții unduloase accentuate. Particularitățile prezentate îl înfățișează antrenat într'un proces de recrystalizare chiar în timpul consolidării, înglobând între altele, lamele de biotit din a doua generație.

Intr'un stadiu mai înaintat de protoclază, cuarțul se prezintă aproape exclusiv sub formă de Mörstelquarz, imprimând prin dispoziția în parte lenticulară a granulelor un caracter mai pronunțat de șistozitate. Și aceste granule recrystalizate prezintă extincție rulantă foarte accentuată.

Apatitul se prezintă în microlite uneori fracturate, mai rar în cristale largi, sfărâmate și recrystalizate. Allanitul apare accidental în granule izolate cu structura zonală, iar zirconul în ace idiomorfie cu totul sporadice.

Gneise granodioritice. Către N, granodioritele trec pe nesimțite în gneise granodioritice.

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile mineralelor sunt următoarele (vezi tabelul de mai jos):

Minerale	%	Limitele n mm
Plagioclas	41,6—45	1,1—0,68
Feldspat potasic	7,2—3,58	0,2—0,16
Cuarț	30—27,6	0,7—0,4
Biotit	1,2—0,24	0,02—0,07
Hornblendă	18,4—23,4	0,18—1,55
Muscovit	sub 1	0,05—0,02
Calcit	1,3—0,10	0,06—0,02
Sericit	urme	
Epidot		
Clorit		
Zoizit		
Sfen		

Aspectul fiziografic se modifică simțitor. Am întâlnit fâșii sinuoase de cuarț recrystalizat, conturând relicelele de plagioclas și redând pregnant ansamblului, imaginea unei mișcări.

Neoformațiunile minerale sunt extrem de abundente și au caractere micro-litice formând nouri în cristalele de feldspați sau o franje întunecată (granule fine de epidot) la marginea cristalelor de plagioclași (60% An centru, 20% An margine) și accentuând prin dispoziția lor aspectul textural.

Se mai recunosc uneori cristale desvoltate de amfibol, care sunt însă transformate marginal în actinot, în asociația căruia apar granule de epidot și cuiburi de sfen. Cristalele de amfibol sunt străbătute de o rețea deasă biotitică care folosește în desvoltarea ei suprafețele de clivaj. Și fibrele de actinot neoformate sunt concrescute cu același biotit brun.

În mozaicul de cuarț format prin recrystalizare se desvoltă iarăși același biotit brun în lamele izolate sau în lamele dispuse în evantai. Lamelele de biotit primar trec în pachete de muscovit și clorit cu interpuneri de sfen.

Lamelele de muscovit prezintă puternice îndoiri și cutări. O densă pânză sericitică acoperă în unele cazuri întreaga secțiune cu excepția cuarțului, ștergând în bună măsură limitele cristalelor de feldspați ale căror conture pot fi reconstituite după forma aglomerațiunilor zoizitice. Printre neoformațiuni menționăm agregate granulare de albit, limpede, precum și de calcit, abundent.

Aspectul gneiselor granodioritice este însă variat.

Întâlnim astfel și tipuri foarte șistoase prin recrystalizarea completă a cuarțului în corpuri alungite, în care se desvoltă abundent ace de actinot concrescute paralel. Nu apare nici o urmă evidentă din mineralele primare colorate, cu excepția fibrelor de actinot menționate. Plagioclașii sunt descompuși în întregime în aceste cazuri, cu formarea unui țesut de lamele de sericit ce prezintă în bună parte o orientare comună și căreia i se asociază o masă fină granulară de zoizit.

Pistașitul se desvoltă în granule largi, sporadice, în vecinătatea cărora apar lamelele de clorit concrescute cu cuarțul de neoformațiune.

Șistozitatea gneiselor granodioritice se desvoltă principal prin sdrobirea și recrystalizarea cuarțului. În aceste cazuri șistozitatea este puțin aparentă în imaginea microscopică. Nucleul saussuritizat al cristalelor de plagioclas este mărginit de un înveliș albitic foarte clar. Microclinul este sporadic și fără mac-lațiune aparentă. Albitul de substituție se observă rareori și numai în granule mărunte. Biotitul este în parte conservat, și prezintă o ușoară tendință de cloritizare, însoțită de formarea sfenului. Sunt foarte frecvente neoformațiunile de actinot în ace izolate sau în grupări subparalele sau radiare concrescute cu un biotit brun. Ele sunt răspândite în masa mozaicului de cuarț dar se insinuează și în cristalele de feldspați alcalini.

Ca intercalație în Seria de Drăgășan apare un gneis granodioritic, în care cristalele largi de hornblendă verde-brunie prezintă o zonă externă actinolitică limitată de conture nete, zonă ce se fasciculizează puternic. Pasta este lepidobla-



stică datorită abundenței sericitului în lamele așezate haotic. Masa cuarțitică este în general mărunț cristalizată și redusă; conține numeroase incluziuni de epidot și tre molit. Cristalele de plagioclas cu nucleul tulbure sunt mai rare.

Granodiorite adamelitice. În partea de S a masivului pe toată lungimea sa și pe o lărgime de maximum 3 km, în dreptul Văii Ursasca, masivul este alcătuit dintr'o zonă preponderent formată dintr'un granodiorit adamelitic, ce prezintă o abundență rețea de aplite și cuarț. Aceste vine sunt subțiri, în general între 1—8 cm, scurte și orientarea lor este variabilă. Granodioritul adamelitic este foarte adesea alterat la suprafață.

Am observat în masa granodioritului adamelitic unele aparițiuni de granodiorite fără însă să fim în măsură a le preciza forma de zăcământ.

Structura granodioritului adamelitic este caracterizată prin manifestațiuni de protoclază.

În compoziția mineralogică intră următoarele minerale:

Minerale	%	Limitele în mm
Plagioclas	12 — 40	1,2 — 0,34
Feldspat potasic	25,4 — 26,7	1,36 — 0,71
Cuarț	28 — 29	0,69 — 0,19
Biotit	9,7 — 5,7	0,66 — 0,06
Epidot	0,3 — 0,4	0,06 — 0,03
Calcit	1,2 — 1,3	0,22 — 0,05
Sfen	urme	
Clorit	sub 0,01	

În rocele granodioritului adamelitic biotitul primar este transformat parțial sau în întregime în muscovit și clorit sau penin și epidot. Neformațiuni de biotit sunt verzi-brune sau verzi-închise și nu sunt clorizate chiar atunci când se găsesc în vecinătatea pseudomorfozelor după biotitul brun. Aceste neoformațiuni se întâlnesc pe crăpăturile cristalelor de feldspați sau sunt prinse în mozaicul de cuarț.

Epidotul se găsește aproape exclusiv localizat în cristalele de biotit.

Plagioclasul este de obicei nedeterminabil din cauza abundenței extreme a microlitelor, care marchează o structură zonară prin îngrămădirea lor.

În unele secțiuni am reușit să determinăm compoziția nucleului (17% An. centru, 11% An. margine). Este deseori debitat în fragmente cimentate printr'un mozaic de cuarț în care se desvoltă din abundență lamele de sericit orientate între ele, pătrunzând de altfel și pe multe din fisurațiuni de clivaj.

Microclinul, cu un aspect moarat, este în granule largi, incluzând în unele granite cristale idiomorfe de plagioclas. Lamellele de albit sunt frecvente. Cuarțul este în cristale larg dezvoltate, crăpate și cimentate iar în asociație cu biotit, mică albă și calcit, formează o rețea deasă a cărei dispoziție urmărește evident un sistem de fisuri neregulate sau contactul dintre granulele mai mari.

Și în zona granodioritelor adamelitice întâlnim faciesul laminate arătând texturi fluxionale prin măcinarea fină a cuarțului.

Biotitul este în întregime transformat în clorit impregnat cu sfen și intim asociat cu granule largi de epidot. Pseudomorfozele cloritoase sunt antrenate în zonele de sdobire pe care le marchează dispoziția lor în șuvițe undulate. Plagioclasul este în toată întinderea lui umplut cu microlite fine de sericit și aglomerațiuni de zoizit, foite de sericit, având o dispoziție desordonată. Microclinul în cristale largi, maclate uneori după legea Karlsbad, nu prezintă structura în ostrețe, ci este caracterizat prin extincții unduloase, uneori cu incluziuni idiomorfe de plagioclas dispuse la întâmplare. El prezintă o structură slab pertitică.

Structura cataclastică este pronunțată prin crăparea și cimentarea ocazională a granulelor de microclin, dar mai ales prin sfărâmarea și recristalizarea fină a unei părți din cristalele de cuarț. Se observă cum fâșiile de cuarț recristalizat în granule fine și alungite se insinuează prin crăpăturile amintite în cristalele de microclin.

Microgranodiorite adamelitice. Pe Valea Mare în deosebi, se dezvoltă un corp de microgranodiorit adamelitic cu grăunțele mărunț și mai leucocrat decât granodioritul adamelitic de Buta descris mai sus (2,87% — 3,97% minerale colorate). Acest microgranodiorit nu a mai fost găsit pe văile învecinate decât într-o zonă îngustă cca 200 m mai la W pe V. Buta și V. Gruniului.

Compoziția mineralogică procentuală și dimenisunile mineralelor sunt cele din tabelul de mai jos.

Minerale	%	Limitele în mm
Plagioclas	10—34	0,8 — 0,09
Feldspat potasic	23—40	0,6 — 0,2
Cuarț	36—39	0,7 — 0,1
Biotit	3—4	0,08—0,02
Calcit	0,04	
Epidot	urme	
Sfen	urme	
Penin	urme	

În rocele proaspete biotitul apare în lamele mărunte, brune. Plagioclasul este idiomorf și tulbure prin incluziunile fine de sericit și zoizit.

Granulele de feldspat potasic arată o ușoară tendință de idiomorfie; ele includ granule neregulate de cuarț sau cristale de plagioclas. Acestea din urmă sunt pseudomorfozate de sericit, epidotul fiind un component sporadic. În rocele sdrobite feldspații pierd treptat din conținutul în zoizit, paralel cu dezvoltarea texturii gneisice, ajungându-se la sericitizarea integrală a acestui feldspat. Cuarțul arată obișnuitele fenomene de sdrobire descrise la granodioritul adamelitice de Buta.

În unele zone textura gneisică este marcată prin dispoziția lenticulară a granulelor de cuarț. În aceste cazuri cristalele de biotit sunt destrămate, trecute în sericit pigmentat cu un dens agregat granular de sfen. Aceste neoformațiuni se înșiruesc în membrane, contribuind la precizarea caracterului texturii. Alteori cuarțul devine mărunț cristalizat, provenit dintr'un proces de măcinare urmat de blastează. Feldspatul împrumută în acest caz un aspect porfiroclastic.

În unele microgranodiorite adamelitice sdrobite, calcitul este pulverizat. În întreaga masă a rocei sub formă de granule neregulate, izolate, sau de cristale romboedrice.

Între microgranodiorite adamelitice întâlnim și roce ceva mai bine cristalizate cu un feldspat potasic ușor brunu, cu extincție unduloasă, maclat după legea Karlsbad. El adăpostește mici cristale idiomorfe de plagioclas, care ca și celelalte cristale mai bine dezvoltate au fost afectate de procesul de sericitizare. Peninul pseudomorf după biotit, plin de sfen, formează lamele neregulate ce se continuă prin fâșii subțiri accentuând șistozitatea rocei. De asemenea se observă și o dispoziție fluxională a unor plaje de cuarț.

Roca prezintă o structură care amintește concreșterile grafice, iar textura este pegmatoidă. Prezintă deasemenea și o cataclază destul de pronunțată. Dimensiunile mineralelor variază dela zecimi de mm la câțiva centimetri.

Sub microscop feldspatul potasic se prezintă sub formă de cristale mari și se arată uneori ca micropertit cu treceri marginale în microclin.

Muscovitul este așezat neregulat, în cristale idiomorfe și lipsite de incluziuni. Se observă frecvente concreșteri de myrmekit.

b) ROCE FILONIENE

În Masivul Buta și în învelișul său întâlnim numeroase filoane eruptive. Ele sunt în general subțiri, reduse ca întindere și de direcție diferită; rar iau direcția de orientare a rocei în care s'au injectat.

Am deosebit: aplita, pegmatite, granite cu turmalină, porfire cuarțifere porfirite și lamprofire. Deosebit de aceasta, am întâlnit și filoane mai impor-



tante de cuarț, injectate mai ales la contactul între Șisturile cristaline ale Seriei de Drăgășan și depozitele Seriei de Tulișa.

Granite cu microclin și turmalină. Pe culmea Vârful Șerpilor am întâlnit un filon de granit cu turmalină injectat în Seria de Pilugu.

În compoziția sa mineralogică procentuală intră următoarele minerale principale pe care le dăm în tabelul de mai jos:

Minerale	%	Limitele în mm
Cuarț	37,34	0,65—1,45
Feldspat potasic	38,54	1,15—1,90
Plagioclas	23,20	0,82—2,30
Turmalină	1,13	0,06—0,32
Muscovit	0,10	0,04—0,11

Acest granit se deosebește în mod simțitor de granodioritele de Buta învecinate prin prezența microclinpertitului maclat în ostrețe, a albitului și prezentarea cuarțului în granule foarte larg dezvoltate, având doar o ușoară extincție rulantă.

Cristalele de turmalină sunt intens pleochroice (verde-oliv închis și gălbui pal).

În masa roci am observat rare zone rectilinii de sdrobire, formate din cuarț, sericit și albit fin recrystalizat. Cristalele de turmalină sunt sfărâmate și cimentate prin feldspat sau sericit.

Porfire cuarțifere. Sunt roce de culoare cenușie deschisă până la cenușie negricioasă. Fenocristalele lor sunt formate din plagioclas, cuarț, hornblendă, uneori și ortoză.

Un filon mai important de câțiva metri se dezvoltă în V. Jiului, la contactul între gneisele granodioritice și Șisturile cristaline din înveliș.

În imaginea microscopică a porfirelor cuarțifere se observă cristale idiomorfe de cuarț și de plagioclas; acestea din urmă mai mari și în întregime alterate.

Altele din rocele acestea au un conținut mai ridicat într'un microclin slab pertitic cu extincțiunea foarte neregulată, caracteristică granodioritului adamelic de Buta. Plagioclasul idiomorf, este foarte tulbure iar biotitul brun este abia alterat. Alterațiunea sa constă într'o transformare în muscovit. Cuarțul, incluzând foițe de biotit proaspăt, formează un agregat granoblastic.

Aplite. Aceste roce se dezvoltă sub forme neregulate, în deosebi în regiunea de SW a masivului. Dimensiunile nu trec de 40 cm grosime și de 3—4 m lungime.

Prezintă o structură holocristalină grăunțoasă aplitică. Sunt de culoare albă, ușor cenușie, în general lipsite de elemente melanocrate. Sunt constituite mai ales din feldspat mai mult sau mai puțin izometric și din cuarț.

Sub microscop roca prezintă o structură de trecere între structura granitică și cea aplitică.

Feldspatul potasic (ortoza sau microclinul) este micropertitic, cuarțul în cristale mărunte, idiomorfe, și în plaje allotriomorfe față de feldspat. Oligoclasul arată uneori o structură slab zonară, prin poziția incluziunilor în șiruri paralele. Muscovitul, zirconul și sfenul sunt sporadice.

Pegmatite. Pegmatit cu muscovit în lentile prinse între gneisele granodioritice s'a întâlnit numai într'un singur loc, sub Muntele Văcăria.

Remarcabilă este prezența cristalelor idiomorfe de hornblendă verde, maclată după (100), proaspătă, în timp ce biotitul este epigenizat de epidot.

Pasta este microgranitică și conține din abundență, în afară de cuarț și ortoza, granule de zoizit, lamele de mică și apatit. Dezvoltarea epidotului și mai ales a sericitului depășește limitele cristalelor de plagioclas, invadând în parte și pasta.

Porfirite. Am observat filoane de porfirit răspândite în deosebi spre izvoarele Pilugului și V. Lazărului.

În unele porfirite fenocristalele sunt de plagioclas și penin. Calcitul și epidotul se asociază intim cu peninul, deasemenea sfenul în șiruri neregulate. Pasta cuarțo-feldspatică este presărată cu plaje de sericit sau calcit arătând un grad înalt de transformare hidrotermală. Se resimte în masa roci o tendință accentuată de orientare a lamelor de sericit.

Am întâlnit și alte roce similare, la care pasta prezintă aceeași dezvoltare cristaloblastică și este invadată de lamele de sericit. Fenocristalele relict sunt în măsură mai mică de cuarț, dar de regulă de albit. Calcita este un component important, răspândit în granule sau vinișoare lenticulare, substituind adesea în bună măsură cristalele de feldspat.

În alte roce feldspatul este mai limpede și se observă zone largi invadate de neoformațiuni de clorit. Acest mineral se găsește răspândit în asociație cu sericitul sau formând pseudomorfoze după biotit. Pe plajele fin solzoase de penin se detașează mici snopi de ace de rutil, ce se dispun oarecum radiar; acești snopi se pot aglomera în steluțe; se observă deasemenea prezența de lamele sporadice de biotit brun palid.



Alte tipuri prezintă cristale largi de cuarț și intensă dezvoltare de sericit în fâșii lenticulare groase, traversând sau conturând cristalele de feldspat incomplet sericitizate. Vinișoare de calcit brăzdează întreaga secțiune.

Lamprofire. Sunt rocele diferențiate cele mai bazice ale suitei filoniene. Au granulația fină și în general sunt foarte melanocrate. Structura lor este diversă și chiar în mod capricios variabilă.

În aceste roce biotitul se prezintă în lamele ușor îndoite, mai rar sdrențuite și pe cale de alterare cu individualizarea sagenitului. Cristalele de plagioclas sunt idiomorfe, de dimensiuni între 0,4—0,7 mm, iar structura internă este mascată de produsele de alterație care lipsesc numai pe o fâșie marginală foarte îngustă.

În jurul cristalelor de plagioclas sunt concreșteri grafice între cuarț și ortoză, uneori cu tendința unei dezvoltări sferulitice. Cuarțul apare cu totul sporadic în granule neregulate sau ușor rotunjite. Concreșterea granofirică apare astfel ca un fond pe care se desemnează fenocristalele de plagioclas și biotit. Zirconul se întâlnește ocazional în granule bine dezvoltate.

Uneori roca prezintă un caracter porfiric prin dezvoltarea largă a plagioclașilor care sunt în întregime sericitizați. În elemente mai dezvoltate apar foi și aglomerate lamelare de penin cu incluziuni de minereu și epidot, uneori granule neregulate de sfen. În pastă predomină cloritul și mica albă, ale căror lamele se desenează împrăștiat pe un fond de albit cu ceva cuarț.

Se găsesc și filoane lamprofirice a căror structură poate fi uneori bănuită numai din cauza fenomenelor marcante de metamorfism hidrotermal. Ele prezintă un ușor caracter porfiric prin dezvoltarea mai largă a plagioclasului sau a feldspatului potasic. Acestea din urmă înglobează cristalele de cuarț și albit.

Sunt remarcabile cristalele idiomorfe de sfen. Biotitul se transformă parțial în clorit, dar se mai observă și alte aspecte ale transformărilor hidrotermale, sub forma unei rețele neregulate și de cuiburi de pistațit, biotit brun-pal, sfen și actinot. Plagioclasul este albit curat.

Cuarț hidrotermal. Între Șisturile cristaline ale Seriei de Drăgșan și Seriei de Tulișa, pe Culmea Bradului, apare o lentilă importantă de cuarț hidrotermal lungă de câteva sute de metri și largă de circa 10 m.

El este de culoare alb lăptos și prezintă un aspect lucios. Sub microscop se vede că materialul roci este format din cuarț presat și strivit. Afară de acesta mai găsim și pulbere de oxizi de fier.

Uneori cuarțul este sfâșiat în fâșii subțiri paralele și unduloase. Se văd și plaje mari ușor moarate în care se observă tendința lor de a se transforma în benzi. Pe crăpături se observă granule mici de cuarț nou, cu o extincție mai limpede.



c) ENCLAVE

Sub formă de enclave în granodioritul adamelitit de pe V. Ursasca Păroasa, Valea Mare, V. Lazărului și V. Buta am identificat unele roce amfibolice. Pe lângă hornblenda comună se găsește și epidot în cristale mari cu conture capricioase, uneori cu aspecte scheletiforme. Și în aceste cazuri se observă trecerile spre actinot ale hornblendei, care prezintă o franje albastră palidă ce se rezolvă în snopi fibroși. Apatitul foarte abundent, este prezentat în cristale largi idiomorfe (0,16 mm).

Pasta în care se găsesc prinse aceste cristale poate fi predominant sericitică, sau alcătuită dintr'un agregat cuarțitic foarte fin, impregnat cu sericit. Corpuri relictice de cuarț sunt formate din indivizi foarte largi. Cu totul sporadic, în asociație cu zonele cuarțitice, apar cristalele de albit.

3. COMPOZIȚIA MINERALOGICĂ A ROCELOR ERUPTIVE

Analiza planimetrică a rocilor eruptive ne-a permis unele constatări interesante (vezi tabelul).

Rocile masivelor sunt granodiorite sau tonalite. Nu am întâlnit nicăieri o predominanță a feldspatului potasic în aceste roce. Granodioritele separate în Masivul Buta prezintă deosebiri sensibile de compoziție în ceea ce privește zona septentrională și cea meridională.

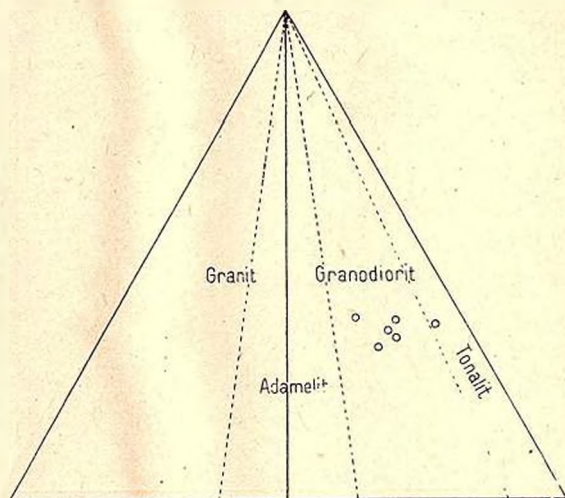


Fig. 1. — Granodioritul de Buta.

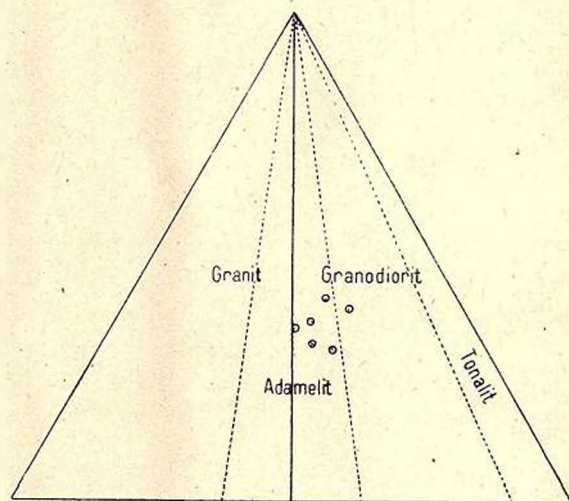


Fig. 2. — Granodioritul adamelitit de Buta.

Raportul dintre feldspatul potasic și plagioclas tinde să se apropie de unitate și numai într'un caz depășește valoarea $3/5$. Dimpotrivă, microgranodioritele nu prezintă deosebiri de compoziție față de granodioritele foarte potasice,

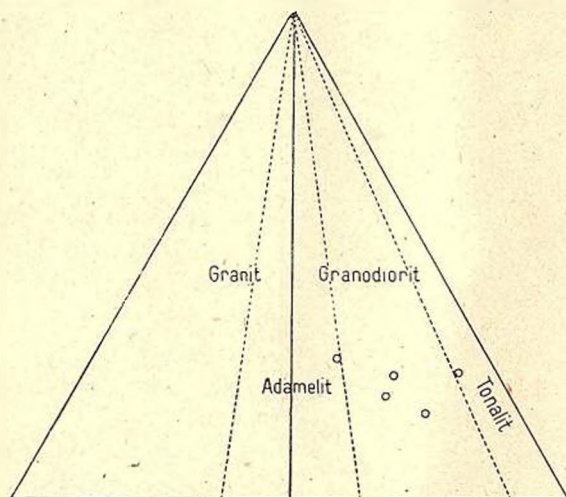


Fig. 3. — Granodioritul de Retezat.

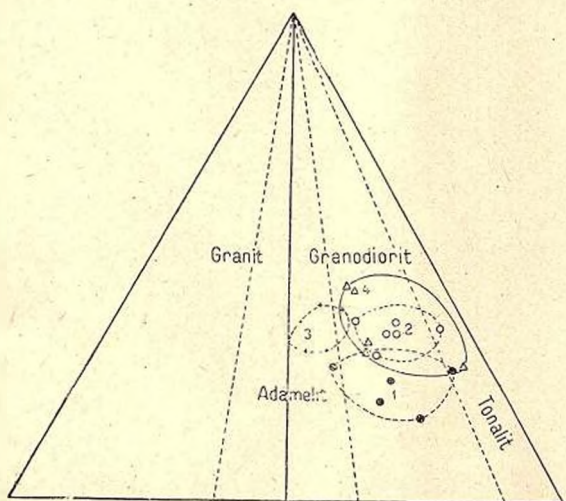


Fig. 4. — Diagrama comparativă a compoziției mineralogice a rocilor eruptive și a gneiselor psamitice.

cuart, față de acesta din urmă, și se diferențiază și pe această cale de gneisele granodioritice care se încadrează de aproape în compoziția rocilor masivelor corespunzătoare.

ci numai o variație structurală. Pentru a deosebi aceste două tipuri de granodiorite credem nimerită totuși denumirea de granodiorite adamelitice pentru zonele bogate în microclin. Aceste separații se întemeiază pe practica obișnuită de a înțelege prin adamelite rocele în care raportul dintre feldspatul potasic și cel calcosodic variază între $3/5$ și $5/3$. Cum, în cazul nostru, variația se limitează numai la intervale $3/5$ — $1/1$, voi folosi termenul de adamelit numai ca adjectiv (fig. 1—4).

Granodioritele din Retezat sunt sensibil mai sărace în cuarț, ceea ce duce la o diferențiere foarte aparentă a câmpului de dispersiune a punctelor reprezentative față de granodioritele de Buta. Și în acest caz diferențierea progresează până la formarea de roce tonalitice.

Gneisele psamitice corespund numai în parte compoziției mineralogice a granodioritului de Buta. Ele arată însă o exclusivă variație a conținutului în

**ANALIZE PLANIMETRICE ALE ROCELOR ERUPTIVE ȘI GNEISE-
LOR PSAMITICE DIN REGIUNE, EXECUTATE CU MASA DE IN-
TEGRAȚIE**

Denumirea rocilor		Plagioclaz %	Feldspat potasic %	Cuarț %	Biotit %	Muscovit %	Epidot %	Calcit %	Turmalină %	Hornblen- dă %	Clorit %
Masivul Retezat	Granodiorit Lanțul Slăveului . . .	54,31	17,30	23,21	3,21	1	1,05				
	Gneis granodioritic Culmea Lăncișului . .	51	20,63	17,73	6,72	1,04	3				
	Granodiorit V. Nucșorului	42	26,62	27,67	0,12	1,87	2,02				
	Granodiorit Vf. Retezat	59,84	6,2	23,62	5,5	5,12	0,74				
	Granodiorit V. Stănișoarei	66,1	10,8	17,8	3,65	1,6	0,05				
Masivul Buta	Granodiorit V. Lazărului	42,89	18,82	36,81	2,10	0,64		0,12			
	Granodiorit V. Ursasca	50,60	14,78	33,51	0,90					0,52	
	Granodiorit V. Gruniului	48,70	17,70	28,46	4,34					1,27	
	Idem	49,37	12,81	31,25	6,27		0,40			0,77	
	Gneis granodioritic Vf. Custura	45	3,58	27,4	0,24			0,10		23,44	
	Granodiorit adamelic V. Ursasca	34,12	27,75	27,80	8,78		0,32	1,23			
	Granodiorit adamelic V. Ursasca	39,44	25,44	28,55	4,77		0,47				1,38
	Gneis granodiorit adamelic V. Mare	32,38	31,68	31,06	1,09						3,79
	Microgranodiorit adamelic V. Mare	34,10	23,10	39,70	3,97						
	Idem	34,31	28,06	34,93	2,86						
	Idem	39,62	19,54	38	2,81						
	Granit cu turmalină Vf. Șerpilor	23,20	38,54	37,34		0,10				1,13	
Seria de Pilugu	Gneis psamitic V. Pilugului	39,82	17,85	41,25		0,74	0,34				
	m	45	18,05	35,1		3,94					
	Idem	39,40	16,31	43,78	0,20	1,31		0,01			
	Gneis psamitic Vf. Lazărului	44,72	19,50	30,77	2,72		0,04	2,30			
	Gneis psamitic Culmea Lazărului . .	64,8	4,80	27,01	3,20	0,19					



4. CONSIDERAȚIUNI ASUPRA FORMĂRII MASIVELOR ERUPTIVE

Prin marea lor întindere, masivele granitice-granodioritice joacă un rol important în constituția fundamentului cristalin al Carpaților meridionali.

Deși rocele componente pot prezenta diferențe mineralogice și structurale, se constată unele caractere comune ale acestor roce. Ele prezintă faciesuri gneisice remarcabil de dezvoltate și numai în corpurile mai importante există zone centrale cu o textură aparent masivă. Zone de sdrobire sunt frecvente și se observă adesea un facies marginal laminat.

Masivele au un înveliș de Șisturi cristaline, constituit fie dintr'un complex de cuarțite, micașisturi și felurite roce feldspatice, fie din roce amfibolice și cloritoase. Deși în acest înveliș rocele sericito-cloritoase sunt frecvente, credem, după cum am menționat mai sus, că acest facies metamorfic este rezultatul unui proces mai tardiv și rocele acestui complex au fost metamorfozate în condițiuni mesozonale și anume, în ceea ce privește învelișul Masivului Buta, în condițiunile zonei cu biotit sau cu granat, căci găsim frecvent în acest complex micașisturi cu biotit sau micașisturi cu granat, pe care le considerăm ca faciesuri relicte. Pe de altă parte, rocele complexului amfibolic prezintă faciesul rocelor amfibolice cu epidot, care este isofacial zonei cu biotit și granați.

Aceste fapte generale trebuiesc luate în considerare în schițarea condițiunilor de formare și evoluție a acestor masive.

Natura și origina granitelor este una din problemele petrologice cele mai desbătute în timpul din urmă. Nu numai origina simică sau sialică a magmei granitice este în discuție, dar unii autori neagă însăși caracterul magmatic al rocelor granitice.

Concepția diferențierii granitelor din magme bazaltice, bine fundată din punct de vedere fizico-chimic, nu se armonizează structurii generale a scoarței, bazată pe observațiunile geologice acumulate în ultimele decenii.

Nu întâlnim în asociație cu roce granitice-granodioritice mase importante de roce bazice și primele domină cu totul compoziția blocurilor continentale. Este drept că pentru unele granite, formarea prin diferențiere magmatică din magme bazice se impune. Este cazul, de pildă, al granitelor asociate cu corpurile lopolitice dela Bushveld și Sudbury sau al granitelor alcaline.

Dar originea masivelor integrate în structura zonelor orogene este deosebită și filiațiunea lor sialică realizează convingerea aproape unanimă a cercetătorilor.

Este astăzi manifestată tendința de a deosebi rocele cu caracter magmatic de rocele formate prin granitizare « adică prin procese care aduc rocele solide mai apropiat de compoziția granitelor decât erau înainte ».

Acestea din urmă sunt, în general, roce asemănătoare granitelor, într-o măsură mai mare sau mai mică. Unii autori nu deosebesc aceste pseudo-



granite de granitele magmatice și înfățișează ultimele ca un rezultat final al granitizării.

Asupra modului de formare a rocilor granitice părerile sunt astfel împărțite și această diversitate de opinii pare să oglindească condiții genetice foarte deosebite.

Un grup de cercetători s'a afiliat concepției lui SUESS, care susținea că granitul s'a format prin retopirea sau lichefierea sedimentelor. Între aceștia cităm pe J. J. SEDERHOLM, care descrie ca o circulație permanentă distrugerea și reînnoirea progresivă a scoarței solide a pământului.

Introducând termenul de anatexie, pe care l-a definit ca refuziune parțială, a susținut că anatexia maselor granitice a fost cauzată de « ichorul granitic » al magmei abisale, ori care ar fi compoziția ei.

« Ichorul granitic » ar corespunde unei magme foarte bogată în mineralizatori. Acest fluid poate pătrunde prin masele de roce mai vechi, disolvând o parte din mineralele acestora și înlocuindu-le cu altele, imprimând astfel treptat rocilor o compoziție apropiată de cea granitică.

SHAND, plecând dela gazele « juvenile » ale lui SUESS admite deasemenea existența unei magme apoase, alcaline, ce se solidifică la o temperatură nu mai ridicată decât cea a unui izvor cald.

Un al doilea grup, plecând însă dela premiza lui MICHEL LÉVY și LACROIX, care susțineau că granitul se formează prin adăogarea unor emanații alcaline la rocele sedimentare, ne cer să credem că sedimentele s'au transformat în granit datorită unor emanații de natură necunoscută (HOLMES), fără legătură aparentă cu magme acide sau bazice.

QUIRKE care a descris gneisul dela Killarney, din Ontario, susține că acesta s'ar fi format din sedimente cu ajutorul emanațiilor în sensul vederilor lui HOLMES.

GLANGEAUD, imaginează condițiile de desordine hiperdifuză în roce solide prin generalizarea observațiilor sale făcute asupra cuarțului în preajma temperaturii de transformare.

Netemeinicia acestor concepții se vede chiar în rândurile metasomațiștilor, unde sunt numeroase divergențe de vedere asupra sursei presupuselor emanațiuni.

HOLMES, WEGMANN, KING și alții, găsesc o sursă în marele abis, dar nu precizează natura generatorilor.

MAC GREGOR și WILSON găsesc o altă sursă: în substratul învelișului granitic al pământului.

RITTMANN, descrie ca agent granitizator un gaz, fără însă să dea precizări asupra compoziției acestui gaz.

BARTH a căutat o apropiere de o astfel de ipoteză și explică formarea întinselor masive de granit prin ipoteza « norilor atomici ». Pentru el fiecare



nor atomic ridicat este un « ichor », care a dat naștere la două feluri de granite: unul prin regruparea rocilor mai vechi, celălalt reprezentat prin cristalizările directe ale norului atomic însăși.

BACKLUND, însă, încearcă un compromis și găsește o sursă în rocile adiacente corpului transformat. Vorbind de granitizare, el o numește « rheomorfism », pe care îl definește ca suma proceselor de lichefiere termică parțială sau completă a unui complex de roce preexistente cu adăugarea eventuală a unor cantități mai mari sau mai mici dintr'un material nou intrat prin difuziune.

Cel de al treilea grup îl urmează pe VOGT, care susține că magma granitică este de natura unui reziduu eutectic sau cel puțin o magmă reziduală rămasă în urma cristalizării magmei bazice.

Prezența micropegmatitei interstițiale compusă din cuarț și feldspat alcalin, pare să întărească ipoteza lui VOGT, mai ales în urma analizei făcută de WALKER asupra unui tholeit scoțian.

THOMAS și BAILEY au adus 11 exemple de stratificare la rocile din insula Mull. În dykul ales ca exemplu caracteristic iese în evidență, în mod destul de clar, trecerea ascendentă dela gabbro, constând esențialmente din plagioclas și piroxen, printr'o rocă dioritică până la o rocă roz compusă din feldspat alcalin cu cuarț suborbonat.

ESKOLA găsește suficientă explicația că micropegmatitul interstițial al rocilor diabazice este produsul final al magmei cristalizate și crede deasemenea că o anumită cantitate de lichid rezidual poate fi stoarsă din amestecul de cristale și lichid prin mișcări ale pământului. El este de acord cu SEDERHOLM, că se poate realiza un anumit grad de fuziune diferențială a rocilor scoarței.

În U.R.S.S. o parte din petrografiile sovietice s'au ocupat cu problema granitelor ca: F. G. LEVINSON-LESSING, D. S. BELIAKIN, A. N. ZAVARITKI, D. S. KORJINSKI, J. I. POLOVINKINA, B. M. KUPLETSKI, P. I. LEBEDEV, S. B. AFANASIEV și alții.

F. I. LEVINSON-LESSING (problemele magmei 1937) a examinat problema granitizării « nu ne îndoim că pe calea migmatizării, hibridizării, asimilației și difuziei termale, se pot obține și într'adevăr se obțin roce foarte apropiate sau în linii generale identice cu unele sau cu alte roce magmatice » (pag. 195). După acest autor este inexactă concluzia că dacă se formează, pe cale metamorfică, roce asemănătoare cu cele magmatice, toate rocile magmatice trebuie puse pe seama proceselor metamorfice; deasemenea, de origina metamorfică a granitelor, nu sunt legate fenomene de endomorfism, apofize ce sunt legate de corpurile intrusive cu structură microgranulară sau porfiroidă, ca și faciesul microgranular marginal.



El consideră că: «dacă există o legătură stabilită a efuziunilor cu intruziunile, atunci aceasta indică precis existența magmei (granitice dacă este vorba de intruziunile acidulate și efuzive)».

Cercetările lui G. B. AFANASIEV în Caucaz, Altai și Extremul Orient, au arătat că activitatea magmatică a dus la formarea în timpul Paleozoicului a patru serii de roce intrusive și a câtorva serii de roce efusive. Exemplul Caucazului după acest autor: «cu cât intruziunile granitelor sunt mai tinere și cu cât ele s'au format mai aproape de suprafață, cu atât există mai puține îndoieli în ceea ce privește originea lor magmatică».

În ce privește problema spațiului, AFANASIEV arată că n'avem suficiente date asupra capacității de asimilare a magmei granitice în condițiile mediului abisal și hipoabisal, însă arată că: intruziunile magmei bazice ating de asemenea proporții însemnate, de exemplu suprafața lopolitică a gabbroului în Minesota, după DALY, este egală cu 6100 km². Mecanismul de formare a acestor mari intruziuni bazice însemnate și capacitatea asimilatoare a magmei bazice de diverse roce, sunt de asemenea neclare, dar totuși această circumstanță nu permite să considerăm gabbroul acestui masiv drept un rezultat al bazificării rocilor sedimentare pe calea metasomatozei.

Problema granitizării regionale nu poate fi soluționată numai prin crearea unor termeni sau cuvinte vagi. Putem să admitem granitizarea, după cum am spus mai sus, în sensul definiției lui GROUT, însă ar trebui să ne ferim de a atribui o putere miraculoasă «ichorului» și «emanațiilor».

Chiar și cel mai aprig protagonist al granitizării, READ, admite la sfârșit că pot fi granite magmatice, iar granitizarea poate avea loc și prin intermediul unei faze lichide și prin difuziune în stare solidă, adică pot să existe granite și granite.

Concepțiunilor lui HOLMES și GLANGEAUD se opun tendințele de a vedea în procesele de granitizare manifestări periferice ale maselor magmatice. Suntem astfel într'un domeniu care se leagă de ansamblul concepțiilor asupra diferențierii magmatice. Acestea formează un edificiu impozant și coerent, reunind și nenumăratele observații privitoare la localizarea și condițiunile de formare ale zăcămintelor de afiliație magmatică, ce apar ca sateliți ai corpurilor eruptive, bine ordonați în timp și spațiu. Rocale granitizate și pseudo-granitele ar fi astfel intim legate de corpuri granitice cu caracter magmatic. Acest mod de a vedea se apropie mai mult de experiența pe teren și de rezultatele generale acumulate de petrologia fenomenelor magmatice. Formarea granitelor magmatice și a rocilor granitizate presupune astfel existența magmelor sialice, intim legate de evoluția zonelor orogene.

În mod cu totul general, rocele granitice - granodioritice ar fi născute prin procese declanșate de mecanismul orogenezei care duce la topirea

parțială sau totală a zonelor inferioare ale blocurilor continentale. Secțiunile adânci din zonele scuturilor vechi pun în evidență fenomene de fuziune parțială și de întinsă granitizare prin injecție, migrațiunea ichorului granitic (J. J. SEDERHOLM), posibil prin difuziune în stare solidă (GLANGEAUD) sau printr'o redistribuție a alcaliilor ușurată de prezența apei reținută în porii sedimentelor (SHAND). Nu s'a semnalat cu certitudine la acest nivel, încă inaceesibil observației directe, o zonă de fuziune totală și regională a masei sialice.

S'a dat denumirea de migmă sistemului eterogen alcătuit din lichidul format prin fuziune parțială și masa solidă. Consolidarea unui astfel de sistem poate duce la formarea unor migmatite. Însă un astfel de sistem poate evolua spre separațiunea fazei lichide care se colectează prin tendința sa ascensională. Se nasc astfel mase magmatice care își au originea în zona migmatică, sau poate chiar la un nivel mai profund de fuziune totală.

Aceste magme se deplasează în condiții variate și se localizează deseori în zonele axiale ale catenelor formate. Fără îndoială că evoluția și punerea în loc a unui corp eruptiv va fi decisiv influențată de condițiunile generale de stress. Se deosebesc astfel granite sincinematice, solidare mișcărilor orogene și granite post-tectonice, în care nu se resimte influența stressului.

Aceste felurite masive granitice-granodioritice prezintă particularități legate de modul lor de formare. Granitele de anatexie nu au conture definite și arată în textura lor elemente relictate derivând din rocele mai vechi pe seama cărora s'au format granitele.

Granitele sincinematice prezintă faciesuri gneisice și chiar laminate, rezultate prin consolidarea lor într'un câmp de presiune orientată. Ele au în genere un caracter de armonie și chiar concordanță cu învelișul lor cristalin. Cât privește granitele post-tectonice ele sunt net discordante și nu prezintă faciesuri gneisice sau milonitice.

În afară de aceste granite, se deosebesc și fenomene de granitizare prin feldspatizare în afara zonelor de anatexie. Unii autori sunt înclinați să vadă cum am menționat, în masivele granitice sincinematice fenomene gigantice de feldspatizare, interpretând faciesurile gneisice și milonitice ca termeni sedimentogeni pe cale de granitizare.

Studiul Masivelor Retezat și Buta ne-a dus la concluzia că acestea prezintă toate caracterele masivelor sincinematice. Condițiunile metamorfice care le-au imprimat caracterul lor actual sunt deosebite de faciesul corespunzător (zona cu biotit și granat) formării rocilor din înveliș care s'au adaptat prin retromorfism noilor condițiuni metamorfice, lăsând însă numeroase relictate care arată caracterul lor metamorfic original.

Nu credem că mișcările alpine au fost în stare să producă schimbări adânci în structura și textura acestor granite, căci paragenezele puse în evi-



dență invederează, prin desvoltarea asociațiilor epidot primar - biotit și cuarț-biotit, condițiuni metamorfice proprii unei temperaturi mai înalte, ce corespunde stadiului de răcire al corpului eruptiv.

În ceea ce privește ipoteza formării masivelor prin procese de metablasteză, adică de recrystalizare cu aport de alcali, aceasta se bazează în deosebi pe existența unor tranziții petrografice între rocele masivului și acelea din înveliș. Noi nu am constatat nicăeri astfel de tranziții. Acest lucru este frapant în deosebi în cazul Masivului Retezat care ia contact pe toată întinderea sa cu rocele Seriei de Drăgășan adică cu șisturi cloritoase și roce amfibolice și al cărui facies de laminare este desvoltat, în parte, nu la contactul direct cu învelișul ci mai la interior, excluzând astfel evidența unei gradații către roce din ce în ce mai șistoase.

Și contactul Masivului Buta cu învelișul de cuarțite și micașisturi este bine definit. Este drept că în Seria de Pilugu se întâlnesc intercalații de roce cuarțo-feldspatice însă acestea au structură blasto-psamitică, o variație largă a compoziției mineralogice (cuarț, ortoză, microclin, plagioclas), sunt lipsite de minerale colorate și nu se desvoltă nicăeri la contactul masivului granitic.

Dintre numeroșii cercetători care au studiat Cristalinul Carpaților meridionali, numai ȘT. GHIKA-BUDEȘTI, în ultimele sale lucrări, pune la îndoială originea magmatică a rocilor granitice-tonalite, pe care le consideră formate printr'un proces de metablasteză. În concepția sa, gneisele blastopsamitice, gneisele granitice și granitele masive ar reprezenta o serie genetică derivată din parașisturile învelișului prin procese de feldspatizare progresivă. Șisturile blastopsefitice ar constitui astfel un termen al «seriei de tranziție» între granite și parașisturi. În sprijinul acestei idei ȘT. GHIKA-BUDEȘTI aduce o serie de argumente interesante care însă sunt departe de a fi peremptorii.

Gneisele granitice sau granodioritice iau contact cu rocele cea mai feburite ale învelișului cristalin și prezența gneiselor blasto-psamitice la contact este un caz particular și nu regulă. În corpul masivului apar enclave nete de roce amfibolice lipsite de fenomene de feldspatizare. Rocale masivului prezintă un caracter de omogenitate incompatibil, după părerea noastră, cu un fenomen de metasomatoză hidrotermală într'o serie atât de pregnant heterogenă.

Compoziția mineralogică a gneiselor nu se deosebește de aceea a rocilor granitice-granodioritice corespunzătoare. Cât privește excesul de «al» în rocele periferice pus în evidență de G. MANOLESCU și subliniat de ȘT. GHIKA-BUDEȘTI în argumentația sa, trebuie să remarcăm că formarea rocilor gneisice ducând la transformarea parțială a ortozei în mineralele micacee, poate determina o pierdere de alcalii care migrează sub formă de silicați alcalini, având astfel drept rezultat o creștere a valorii «al».



Studiul fiziografic, al întregii serii de roce este un instrument deosebit de investigație al acestei probleme. El ne arată continua modificare a structurii granitice și a componenților mineralogici.

Nu credem posibil ca această serie de structuri și parageneze să poată fi realizată în sens invers printr'un proces metasomatic. Cantonarea caracteristică a microlitelor de epidot și zoizit în spațiul idiomorf al albitului, lipsa lor totală în microclin, existența de albite idiomorfe umplute în microclin, subliniază caracterul epigenetic al microlitelor.

Pe de altă parte, paralelismul strâns între structură și parageneză în sensul asociației caracteristice a mineralelor de temperatură mai înaltă: biotit brun și oligoclas bazic în termenii cu structura granitică, pledează pentru originea lor magmatică. Nu vedem de ce, măcar local, nu s'ar forma prin metablaste și în zonele periferice laminate sau în gneisele foarte șistoase biotit și oligoclas. Caracterul pseudomorf al cloritului și al albitului umplut precum și al muscovitului nu credem că pot fi interpretate în alt mod decât cu totul forțat iar transformările cataclastice progresive ale cuarțului vin să sublinieze justetea interpretării date de noi în descrierea de detaliu ce precede.

II. DEPOZITELE SEDIMENTARE PALEO-MESOZOICE

La Sudul și Sud-Estul regiunii noastre se dezvoltă un complex de depozite sedimentare, care reprezintă în cea mai bună parte învelisul normal al Autohtonului. Aceste depozite sunt constituite din sedimente în general slab metamorfizate. Ele apar și se dezvoltă în deosebi între cele două grupe cristaline (Autohtonul danubian și Pânza getică) și reprezintă seria cristalofiliană mesozoică a lui MRAZEC, complex subgetic (STRECKEISEN) sau «complex infragetic» termen întrebuițat de cercetătorii mai recenti în Carpații meridionali.

Depozitele care intră în alcătuirea acestui complex sunt depozite paleozoice și depozite mesozoice.

A) DEPOZITE PALEOZOICE

1. CARBONIFERUL (?) FORMAȚIUNEA DE TULIȘA

Această formațiune este alcătuită dintr'o succesiune de strate sedimentare, care au suferit un metamorfism de epizonă destul de slab.

Urmele acțiunilor mecanice sunt observabile în strate cutate, dislocate, laminate, etc.

În regiunea noastră această formațiune este constituită din conglomerate, cuarțite, calcare cristaline, șisturi satinate și filite negre grafitoase ; serie care s'ar



putea paraleliza cu partea inferioară a Formațiunii de Schela *sensu latu*, căreia i s'a atribuit în decursul anilor, o vârstă când carboniferă (MRAZEC, MURGOCI, CODARCEA) când carboniferă-jurasică (MANOLESCU).

Bazați pe clasificarea făcută de MURGOCI în Parâng, pe succesiunea stratigrafică și pe analogia cu șisturile satinate carbonifere din Banat, am atribuit acestei succesiuni vârsta carboniferă și am denumit-o « Formațiunea de Tulișa ».

Ea este bine dezvoltată pe Culmea Tulișa, repauzând pe flancul sud-estic al sinclinalului Seriei de Drăgășan de pe V. Râului Bărbat și este reprezentată aici prin șisturi satinate, filite negre grafitoase și calcare cristaline. Un petec mai apare pe V. Râului Bărbat la NW de baraj, reprezentat prin cuarțite și prin șisturi satinate.

Pe Culmea Brazilor și pe Culmea Pilugu Mic, unde aflorează uneori aceste șisturi, pe o lățime de maximum 800 m și pe o lungime de câțiva km ele se caracterizează prin conglomerate, peste care vin direct Șisturile negre satinate și, sporadic, strate subțiri de filite grafitoase negre; cuarțitele apar numai în două puncte în apropiere de Stâna Brazilor, iar calcarele lipsesc cu desăvârșire. Și aici ea este suportată de Șisturile cristaline ale Seriei de Drăgășan.

O dezvoltare mai importantă o are Formațiunea de Tulișa dealungul Văii Jiului Românesc. Incepând dela confluența V. Pilugului cu V. Jiului Românesc în regiunea noastră ea apare, pe o lățime de circa 6 m, se lărgțește apoi mereu către W, în spre Masivul Oslea, unde atinge o lățime de câțiva kilometri.

Dela confluența Văii Pilugului cu V. Jiului Românesc și până la V. de Pește, Formațiunea de Tulișa apare pe ambele maluri ale Văii Jiului și este acoperită pe flancul său nordic de calcarele tithonice ale Autohtonului danubian, iar între V. de Pește și până la Comanda Răstovianului, se dezvoltă numai pe partea dreaptă a Jiului și este acoperită, pe flancul nordic, fie de depozitele aquitaniene ale basinului Petroșeni, fie de calcarele tithonice, fie chiar de Șisturile cristaline ale Pânzei getice, iar pe flancul sudic repauzează pe Șisturile cristaline ale Seriei verzi de Drăgășan.

Între Comanda Răstovianului și V. Boului apare din nou pe ambele maluri ale Văii Jiului și este acoperită pe flancul nord-vestic, fie de depozitele aquitaniene, fie de calcarele tithonice. De aici această formațiune părăsește V. Jiului Românesc, îndreptându-se către SW în spre Masivul Oslea.

Între V. Pilugului și Piatra Colibită nu apar decât filitele negre grafitoase, cu vine de cuarț fumuriu și lentile de cuarț alb și șisturile satinate sub formă de intercalațiuni.

Între Piatra Colibită și V. Boului apar cuarțite albe, slab metamorfozate, calcare cristaline albe-cenușii, uneori negricioase, șisturi satinate și filite grafitoase.



Conglomeratele dela baza Seriei de Tulișa. Acestea sunt roce slab metamorfozate, puternic laminate, care apar, în deosebi pe Culmea Braziilor deasupra conglomeratelor seriei verzi. Intrucât între aceste două formațiuni se observă toate gradele de trecere este foarte greu de trasat o limită între ele.

În compunerea acestor conglomerate intră foarte numeroase elemente din seria verde, în deosebi din cuarțite și cloritoșisturi, care le dau o nuanță verzue destul de pronunțată, fragmente de cuarț care pot atinge uneori un diametru de 4 mm și chiar feldspați. Elementele provenite din Seria de Drăgșan sunt laminate, subțiri și din cauza orientării lor comune, imprimă rocei o textură rubanată.

Sub microscop se observă că cele mai mari dimensiuni sunt atinse de elementele de cuarț și feldspat care rareori trec peste 1 mm; plagioclașii, dacă există, sunt complet transformați în sericit și zoizit. Se mai observă, foarte sporadic, foițe de biotit, clorit și mici granule de epidot. Mai frecvent apare calcita (10%), apoi minereu și urme de substanță amorfă și apatit. Elementele sunt în general colțuroase și mai rar rotunjite.

Cuarțitele. Cuarțitele sunt roce mai mult sau mai puțin compacte, de culoare albă sau gălbue cu reflexe argintii datorite solzilor mici de sericit, mai ales pe suprafețele de șistozitate. Ele apar cu totul subordonate pe V. Jiului Românesc, sub formă de intercalație de cca 20—30 m grosime.

În compoziția lor intră 85—90% cuarț, 6—8% sericit, 1—3% muscovit, sporadic biotit verde alterat în clorit, feldspați albitici mărunți și pe cale de sericitizare, rutil, minereu negru, apatit și zircon.

Calcarele cristaline albe-cenușii. Calcarele cristaline sunt roce compacte sau separate în plăci, albe-cenușii, uneori negre. Ele se prezintă sub formă de intercalațiuni ce nu trec de 40 m lățime. În general au un aspect zaharoid. Sub microscop se observă un fond granoblastic de calcită care formează peste 90% din rocă. Dimensiunile granulelor sunt foarte mici (0,2—0,7 mm). Subordonat se mai observă granule de cuarț, feldspat, foițe de mică verzue foarte pleochroică și de clorit, pulbere de minereu și uneori ace de rutil.

Cuarțul și feldspatul sunt și de origine detritică, în timp ce mica verzue și cloritul sunt neoformațiuni.

Șisturile satinate. Șisturile satinate sunt roce filitoase negricioase în diferite nuanțe. Cu ochiul liber nu se poate distinge nici un mineral, afară de cristale mari de pirită, care apar uneori sporadic, alteori formează aglomerațiuni. Acestea sunt rocele care predomină în Seria de Tulișa.



În general, ele prezintă o structură blastopelitică cu numeroase granule detritice de cuarț, rar de feldspat, biotit de dimensiuni variabile (0,07—0,1 mm) cimentate de o masă granoblastică fină, constituită din cuarț, grafit, calcit și miche. Granulele relict de cuarț apar într-o masă cuarțitică slab micacee, în care șistozitatea este marcată prin membrane grafitoase. Substanța grafitoasă formează și un desen foarte complicat, fin arborescent, în pasta cuarțitică. Participația grafitoasă poate să se extindă în toată această masă pelitică.

Uneori șistul este străbătut de vinișoare fine de cuarț de neoformațiune. Lamelele de clorit sunt fin cutate și dispuse transversal.

În unele secțiuni se surprinde și prezența cristalelor de turmalină cu pleochroism galben-bruniu incolor, sfărâmate și cimentate de cuarț.

Filitele negre grafitoase. Aceste roce au fost mai intens metamorfozate și unele varietăți gresoase au fost transformate prin recristalizare în adevărate șisturi sericitoase cu grafit.

Sub microscop apare permanent desenul membranelor grafitoase foarte des întrețesute cu lamelele sericitice sau cloritice, prinzând între ele benzi cuarțoase granulare.

Printre lamelele sericitoase se observă uneori concreșteri circulare de rutil.

Uneori membranele au forme perfect liniare, în alte [cazuri sistemul de membrane este cutat, creind o dispoziție reticulară foarte complicată.

Ochiuri de cuarțuri relict de cuarț apar sporadic.

2. PERMIANUL

Această formațiune apare discordantă peste Șisturile cristaline ale Seriei de Drăgășanca o fâșie îngustă de circa 16 m ce se întinde pe sub Culmea Stănu-leții în spre NE, cu aceeași grosime, până sub Culmea Drăgășanului, Scorota Seacă și până la Scocul Scorotei cu Apă unde se pierde sub depozitele jurasice.

Permianul se caracterizează prin roce conglomeratice verzi și violacee de tip Verrucano și uneori prin șisturi argiloase. Se observă o alternanță de strate de culori diferite. În urma presiunilor orogenice suferite, aceste conglomerate cuarțoase sunt intens laminate și încrețite. Cimentul conglomeratului este format dintr'un țesut sericitos, la care se asociază uneori, în varietățile verzi, și cloritul. De obicei aceste conglomerate se desfac în plăci cu fețe neregulate, care prezintă granule mai mari sau mici de cuarț pe spărturile transversale.

Sub microscop se observă predominarea cuarțului fin granular și prezența sporadică a feldspatului. Această masă fin granulară prezintă aglomerări brune până la roșii de limonit care constituie pigmentul roșu al rocei.



Ca neoformațiuni se poate observa mica verzue-incoloră, formând fâșii lungi, mai ales pe fețele de șistozitate.

În urma presiunilor suferite, rocele acestea și-au schimbat înfățișarea lor primordială printr'un slab metamorfism, încât putem să considerăm pe unele din ele ca adevărate filite cuarțoase.

B) DEPOZITE MESOZOICE

Depozitele mesozoice din regiunea noastră încep cu Lias-Dogger (?) și se termină cu Tithonic și Neocomian.

Sucesiunea petrografică a acestor depozite diferă în diversele zone din regiune.

Vom descrie pe rând dela W la E, depozitele zonei sedimentare Stănuleți-Albele — Piule — Pleșa, ale zonei Păroasa și ale zonei Toplița — Bordul Răstovanului

1. ZONA STĂNULEȚI — ALBELE — PIULE — PLEȘA

La S de Masivul Retezatului, între V. Buta la NE, V. Jiului Românesc la S și Culmea Drăgșanului și V. Lăpușnicului la SSW, se întinde un puternic masiv format din depozite sedimentare mesozoice.

Aceste depozite acoperă, în partea vestică, depozitele permieni și Șisturile cristaline ale Seriei de Drăgșan, în spre N ele se așează peste granodioritul Buta, în spre S se aștern fie peste depozitele Seriei de Tulișa, fie peste Șisturile cristaline ale Seriei de Drăgșan. La rândul lor, ele sunt acoperite, la capătul de E al masivului, de depozitele aquitaniene ale Basinelui Văii Jiului.

Lias-Dogger (?). a) Gresiiile albe-cenușii. Depozitele jurasice încep prin gresii albe-cenușii, care formează un orizont constant peste depozitele permieni de sub Albele, de o grosime ce nu trece peste 15 m și care se menține cu această grosime pe sub Calcarele de Stănuleți, Scorota, Scorota cu Apă și Piule. De aici spre E ele se ascund sub Calcarele de Pleșa spre a nu mai apare decât în zona Păroasa. De regulă ele sunt întovărite de fâșii foarte înguste de conglomerate și brecii calcaroase.

Aceste gresii se caracterizează prin niște roce cuarțoase masive albe-cenușii, brăzdate de vinișoare de cuarț. De obicei bobul este fin, încât roca are aspectul unei gresii cenușii-negricioase sau cenușii-gălbui, mai mult sau mai puțin calcaroase și foarte puțin micacee.

Sub microscop, cuarțul este foarte abundent (67—92%); mărimea granulelor de cuarț variază între 0,4 și 0,7 mm, uneori scăzând chiar sub 0,1 mm.



Se observă că granulele mari sunt mai rotunjite decât cele mai mici. Ele sunt cimentate de o masă microcristalină sericitoasă sau calcaroasă. Se mai observă foarte rare cristale de microclin cu macle în ostrețe, sau plagioclași. Sporadic se observă și foite de biotit, mici cristale de epidot, apatit, rutil, uneori și clorit.

b) Rocale conglomeratice și brechiile calcaroase. Aceste roce, după cum am spus mai sus, întovărășesc în deaproape gresiile și se prezintă ca o fâșie foarte îngustă, uneori chiar sub 1 m lățime. Acestea sunt roce calcaroase de culoare albă-gălbue foarte sfărâncioase, cu treceri neregulate dela conglomerate la brechi.

Tithonic. a) Brechiile calcaroase. Aceste roce apar dealungul Văii Jiului Românesc. Incepând dela Câmpul Mielului, ele se continuă peste Culmea Jara Ascuțită până la Scocul Scorotei cu Apă. Culoarea lor este cenușie-negricioasă, iar dimensiunile elementelor variază între 0,7 mm și 1 cm.

b) Calcarele șistoase cenușii-negricioase. Aceste calcare au o dezvoltare deosebit de importantă pe Culmile Albele—Stănuleți—Scorota și Piule. Ele sunt roce șistoase trecând uneori chiar în șisturi calcaroase și sunt străbătute adesea de vine de calcită. În aceste calcare șistoase Fr. NORCSA a găsit o *Nerinea* sp. sub Stănuleți, atribuindu-le astfel vârsta tithonică.

Neocomian. Calcarele masive albe-roșietice. La capătul de SE al Culmii Pleșa și în partea de SW a Pietrei lui Iorgovan calcarele șistoase trec la calcare masive marmoreene, zaharoide, albe-roșietice, uneori foarte fin stratificate.

Sub microscop ele prezintă o structură granoblastică. În constituția lor intră numai cristale de calcită (97%) mărunte, maclate de obicei polisintetic. Arareori se observă fragmente de cristale de cuarț rotunjite cu extincție foarte puțin unduloasă, albit și uneori chiar foite de muscovit-sericit.

2. ZONA PĂROASA

În această zonă depozitele mesozoice apar sub formă de mase lenticulare înșirate dealungul limitei dintre Eruptivul de Buta și depozitele aquitaniene, formând doar un singur masiv mai important: Dealul Păroasa.

Pe flancul nordic aceste depozite se așează direct peste rocele eruptive ale Masivului Buta sau peste șisturile cristaline ale Seriei de Pilugu, iar pe flancul lor sudic ele sunt acoperite de depozitele aquitaniene ale Basinului Petroșenilor.

Lias-Dogger. În această zonă apar aceleași gresii albe ca și în zona Piule—Pleșa, având însă aspecte mai grosiere.



Sub microscop se observă că aceste gresii grosiere sunt constituite din cuarț (60%), microclin fin maclat în ostrețe (23,60%), cu un ciment cuarțitic foarte mărunț, în care se observă și cristale mărunte de albit (9,80%).

În unele din ele, cam jumătate din masa roci este formată din calcit sub forma unei mase foarte întinse, pătrunzând ca vinișoare fine și în unele granule de cuarț, sau impregnând cristalele de microclin. Sericitul asociat microclinului este cu totul sporadic.

În alte secțiuni dezvoltarea calcitului este așa de largă, încât unele cristale de microclin sunt prinse într-o matrice calcaroasă.

La partea superioară aceste roci trec în niște gresii foarte fine și calcaroase sau chiar în calcare negricioase.

Tithon-Neocomian. Dintre depozitele tithonice-neocomiene în această zonă apar atât calcarele albe-ceușii cât și cele masive roșietice descrise mai sus.

3. ZONA TOPLIȚA — BORDUL RĂSTOVIANULUI

În această zonă depozitele mesozoice apar tot sub formă de lentile risipite dealungul Văii Jiului Românesc.

Pe partea nordică ele sunt acoperite de șisturile cristaline ale Pânzei getice sau de ofiolitele mesozoice (Dealul Ciocanelor, V. Strugurelui).

Pe flancul lor sudic, ele vin direct peste depozitele Seriei de Tuliza.

În această zonă nu apare decât partea superioară a depozitelor mesozoice, adică Tithonic-Neocomianul cu calcarele masive albe-roșietice.

III. OFIOLITELE

În lungul suprafeței de șariaj al Cristalinului Pânzei getice peste Sedi-mentarul Autohtonului danubian, între Dealul Ciocanelor și Pârâul Strugurelui, apar o serie de lentile de ofiolite mesozoice, constituite preponderent din serpentine.

În general, aceste ofiolite sunt roci compacte, sau șistoase și prezintă frecvent o culoare verde închis până la negru. Se găsesc însă și numeroase roci cu pete galbene sau verzi, ca intercalații între primele. Roci în general sunt foarte alterate.

Sub microscop ele prezintă o structură compactă, rareori reticulară și o textură neorientată. În constituția lor intră antigoritul și crisotilul care formează cea mai mare parte a roci. Pe lângă ele se mai întâlnește: olivină, un piroxen alterat verde sau negricios, hornblendă, calcit și pulbere de minereu negru. Toți acești constituenți sunt risipiți într-o masă microcristalină.



Rocele înconjurătoare acestor serpentine nu prezintă nici un fel de contact metamorfic. G. MURGOCI a arătat în Parâng că metamorfismul de contact al acestor serpentine este foarte redus, iar formarea epidotului și granatului la contactul cu serpentinele este sporadică.

În ceea ce privește geneza acestor serpentine, L. MRAZEC a emis ideea că aceste roce s'au consolidat ca serpentine și ar proveni dintr'o magmă magneziană foarte apoasă. G. MURGOCI urmând această idee a demonstrat că aceste magme bazice au fost drenate în ascensiunea lor dealungul discordanței tectonice dintre cele două grupe cristaline (grupul I și grupul II, MRAZEC) în timpul Mesozoicului.

După cercetările mai recente ale Prof. AL. CODARCEA, aceste roce (ofiolite) se găsesc aproape întotdeauna la baza Pânzei Severinului intruse în seria de roce jurasice din zona Severinului și au servit de lubrefiant, mai puțin pentru Pânza getică, decât pentru Pânza Severinului.

IV. CRISTALINUL PÂNZEI GETICE

Dela confluența Văii Jiului Românesc cu V. Pilugului în spre W, dealungul Văii Jiului, apar o serie de petece de Șisturi cristaline ale grupului I (MRAZEC), resturile unei zone sinclinale cuprinsă între masivul Autohton al Retezatului și cel al Parângului și Vulcanului, și acoperită de depozitele basinului aquitanian.

Cele mai multe iviri de Șisturi cristaline ale Pânzei getice se înșiră la marginea de S a basinului. Pe partea de N a basinului, am întâlnit doar o singură ivire între Dealul Păroasa și V. Pilugului. Cristalinul getic suportă depozitele aquitaniene și acoperă depozitele mesozoice sau ofiolitele mesozoice ale Masivului Vulcan.

Între confluența Văii Pilugului și V. Jiului Românesc și între marginea de S a satului Câmpul lui Neag petece ale Cristalinului getic aflurează pe partea stângă a Văii Jiului ca o fâșie îngustă de maximum 20 m lățime; la S ele vin în contact cu calcarele tithonice de pe spinarea Autohtonului danubian. La marginea de S a satului Câmpul lui Neag fâșia de Șisturi cristaline getice trece pe partea dreaptă a Văii Jiului, apărând sub formă de petece până la Comanda Răstovianului. Pe partea nordică sunt deasemenea acoperite de depozitele aquitaniene, iar pe cea sudică vin fie peste ofiolitele mesozoice, fie peste calcarele tithonice, uneori chiar direct pe Formațiunea de Tulișa. Pe partea nordică a basinului aquitanian, între V. Pilugului și Dealul Păroasa, apare un mic petec, care, cu flancul său nordic acoperă Șisturile cristaline ale Seriei de Pilugu, iar cu cel sudic se ascunde sub depozitele aquitaniene.



Această serie se caracterizează prin Șisturi cristaline de origine sedimentară, metamorfozate la mare adâncime: paragneise cu biotit și granat, mica-șisturi și cuarțite cu biotit.

Compoziții mineralogici prezintă o prospețime destul de caracteristică și o șistozitate perfectă.

Cristalinul grupului I are o extindere destul de redusă în regiunea noastră, de aceea ne vom permite a face o descriere cât mai sumară:

Paragneise cu biotit și granat. Acestea sunt roce de culoare cenușie închisă datorită frecvenței lamelelor de biotit.

Sub microscop, roca arată o structură fin granoblastică și o textură ușor paralelă. În constituția ei intră cuarț, oligoclaz, biotit și granat. Muscovitul este sporadic. Apatitul apare destul de abundent și poate uneori atinge dimensiunile celorlalți componenți. Rareori au fost întâlnite și granule mici de zircon. Granulele de cuarț nu prezintă efectele unei zdrobiri, iar extincția lor unduloasă este puțin accentuată. Plagioclasul poate ajunge foarte abundent (57%), este clar, uneori tulbure, și frecvent maclat după legea albitului. Foarte adesea este zonat:

7% An periferie și
18% An centru

și este lipsit de idiomorfie. Uneori este ușor transformat în sericit. Biotitul este aproape întotdeauna foarte proaspăt, numai pe alocuri se observă marginal o franje subțire de penin. Lamellele de biotit nu prezintă conture cristalografice. Cristalele de granat sunt ciuruite de incluziunile de cuarț, biotit și ceva minerale opace.

În alte roce biotitul este o varietate verde-oliv foarte închis-galben, care se desvoltă în lamele foarte largi; apar deasemenea și cristale mai rare de hornblendă comună. Cloritul, de neoformație, este un penin, de regulă inclus în cristalele de cuarț, mai rar în cele de feldspat. Culoarea verde-oliv a biotitului este un efect secundar, întrucât am observat și cristale de biotit brun cu abundente formațiuni sagenitice, a căror culoare se schimbă treptat spre verde.

În alte cazuri se constată cloritizarea biotitului.

Plagioclasul maclat după legea albit și periclin, conține neoformațiuni abundente de sericit, la care se asociază lamele fine de clorit. Sfenul se prezintă sub forma de granule rotunjite sau alungite și incluse de regulă în albit.

În aceste roce se observă zone de cataclasă intensă, zone în care se mai deosebesc încă fragmente intacte plutind într-o masă zdrobită cu un caracter



porfiroclastic foarte marcat. Biotitul brun-roșcat prezintă fenomene de îndoire și pe alocuri este în întregime cloritizat.

Micașisturi. Micașisturile sunt cu mult subordonate paragneiselor. Prezintă o structură cristaloblastică și o textură paralelă. În constituția lor intră cuarț, oligoclas, biotit (care predomină), muscovit, feldspați potasici, sporadic apatit, titanit și zircon.

Cuarțite. Sunt roce de culoare albă sau slab cenușie, prezintă o structură cristaloblastică liniștită și o textură ușor paralelă. Conținutul, în general, sunt proaspeți. În constituția lor intră cuarțul care se prezintă granoblastic, plagioclasul, lamele de feldspat potasic și biotit. Aceste cuarțite se găsesc numai ca mici intercalații între paragneise.

Studii detaliate asupra acestui Cristalin în Carpații meridionali au fost date de ȘT. GHICA-BUDEȘTI, N. GHERASI, G. PALIUC și A. VENDL, în regiunile unde el apare în toată complexitatea lui.

V. BASINUL AQUITANIAN AL PETROȘENILOR

Complexul de strate aquitaniene care constituie Basinul Petroșenilor este cuprinsă într-o mare inflexiune sinclinală a Pânzei getice și a Autohtonului danubian.

Formațiunile acestui basin se dezvoltă, în regiunea noastră, în deosebi pe partea stângă a Văii Jiului Românesc, începând dela Piatra Colibită. Ele se largesc mereu spre E, ajungând în dreptul satului Câmpul lui Neag la o lărgime de circa 3 km. Pe flancul nordic al basinului, ele acoperă depozitele mesozoice, Șisturile cristaline și Masivul eruptiv Buta, iar pe flancul sudic, ele se așează peste Cristalinul Pânzei getice sau Formațiunea de Tulișa.

După caracterele petrografice și paleontologice aceste depozite se pot împărți în trei orizonturi distincte:

Orizontul inferior, constituit în general din conglomerate și gresii de culoare brună roșietică, între care se găsesc bucăți de Șisturi cristaline, de calcar marnos și nisipos. Printe aceste conglomerate se găsesc frecvente intercalații de nisipuri argiloase de culoare roșie-ruginie calcare și diverse șisturi argiloase, Grosimea acestui orizont este ce circa 100 m.

Prezența acestor conglomerate inferioare, în compoziția cărora intră elemente grosolane și puțin rotunjite, provenite din masivele cristaline vecine, este constantă dealungul celor două margini ale basinului.



Gresiile ce alternează cu conglomeratele sunt constituite dintr'un cuarț fin, prins într'o masă feldspatică și calcaroasă de culoare albă-cenușie sau galbenă.

În unele părți aceste gresii devin argiloase, altele sunt înlocuite de intercalațiuni de calcare și nisipuri argiloase.

Limita între acest orizont și orizontul mediu este marcată printr'o gresie fosiliferă cu *Ostrea*, *Cerithium*, etc.

Orizontul mediu. a) Caractere petrografice: Orizontul mediu este format din argile, gresii, marne, cărbuni și șisturi bituminoase, de o grosime totală de circa 300 m.

b) Caractere paleontologice. Depozitele acestui orizont sunt foarte fosilifere, cuprinzând o bogată faună de Moluște, Ostracode și resturi de Vertebrate și o bogată floră determinată în mare parte de STAUB, OSTWALD HEER, PORA, RUD. HOERNES, etc. K. HOFMANN și A. KOCH au putut determina în acest orizont următoarea faună:

Cerithium margaritaceum, BROCC. (numai în apropierea stratului nr. 5).

Cerithium plicatum, LAM.

Cerithium papaveraceum, BAST. (pretutindeni până în stratul al 5-lea și în argila de deasupra).

Planorbis sp.

Mytilus aquitanicus, MAYER.

Mytilus haidingeri, HOERNES

Ostrea crassissima, LAM.

Ostrea gryphoides, SCHLOTH.

Ostrea cyathula LAM.

Pecten sp.

Dreissena brardi, BRDNG.

Melania falcicostata, HOFM.

Turritella beyrichi, HOFM. (patul stratului principal)

Melanopsis hantkeni, HOFM. (în diverse strate împreună cu Ceriții).

Turritella turris, BAST.

Cyrena gigas, HOFM.

Cyrena semistriata, DESH.

Cytherea incrassata, SOW.

Cyclas sp.

Cardium turonicum, MAYER.

Venus multilamella, LAM.

Corbula gibba, OLIV.



Solen sp.
Dentalium sp.
Calyptraea chinensis, LINNÉ
Neritina pieta, FER.
Trochus sp.
Litorinella acuta, A. BRAUN
Helix rathii, A. BRAUN

iar OSTWALD HEER, STAUB, PAX, ANDREICS, următoarea floră:

Osmunda lignitum
Pteris crenata
Blechnum dentatum
Goniopteris stiriaca
Salvinia oligocenica
Taxodium distichum, RICH.
Juglans ungeri
Myrica laevigata, *strideri* HEER.
Ficus aglajae UNG.
Ficus lanceolata HEER.
Laurus primigenia, UNG.
Cinnamomum lanceolatum, *scheuchzeri*, *rossmässleri* HEER
Cinnamomum polymorphum, AL. BR.
Grewia crenata, *transsylvanica*
Acer trilobatum, AL. BR.
Rhamnus gaudini, WARTHAE HEER.
Cassia transsylvanica
Apocynophyllum laevigatum HEER.
Myrica longifolia
Quercus elaena
Pecopteris lignitum
Juglans heerii
Cinnamomum hofmani
Sequoia sp.
Acer oligodonta,
Glyptostrobus europaeus, BRNGT.
Sequoia langsdorfii, BRNGT.
Podocarpus rhabonensis
Smilax grandifolia, UNG.
Sabal haeringiana UNG.
Betula sp.

Alnus nostratum, UNG.

Carpinus grandis UNG.

Quercus neriifolia, AL. BR. etc.

În acest orizont s'au identificat 25 strate de cărbuni, ce variază dela câțiva centimetri până la zeci de metri.

Orizontul superior este alcătuit din conglomerate, gresii și uneori și marne ce alternează între ele. Conglomeratele acestea au elementele mai rotunjite decât cele din Orizontul inferior. Gresiile prezintă la partea lor inferioară numeroase hieroglife. Grosimea acestui orizont este de circa 260—300 m.

În ceea ce privește vârsta și formarea acestor depozite s'au emis până acum mai multe păreri:

După G. MURGOCI și G. MACOVEI, apele mării miocene (Aquitanian, Burdigalian) năvăleau printr'un canal, care se întindea dela Dunăre dealungul Platoului Mehedinți, V. Cernii până în Valea superioară a Jiului Românesc și au depus aceste depozite.

Din cauza îndepărtatei comunicări cu largul mării și din cauza apelor dulci aduse de râuri nu mai întâlnim un regim curat marin, ci unul lacustru.

Pe baza datelor paleontologice K. HOFMANN, STUR și FR. NOPCSA au atribuit depozitelor sedimentare de pe V. Jiului o vârstă oligocenă.

M. STAUB, bazat însă pe flora acestor depozite pe care HOFMANN o clasează ca o floră de smârcuri, susține că ele ar aparține Aquitanianului.

TH. FUCHS, studiind fosilele din basînul terțiar dela Bahna și comparându-le cu cele din Basînul Petroșeni, consideră aceste depozite de aceeași vârstă și le atribuie vârsta aquitaniană: totodată paralelizează formațiunile de aici cu cele dela Molt, din baza Miocenului din Basînul Vienei.

SABBA ȘTEFĂNESCU împărtășește părerea lui FUCHS și consideră depozitele dela Bahna, analoage cu depozitele dela Petroșeni, ca aparținând Miocenului inferior, ca și Formațiunea dela Molt din Basînul Vienei.

A. KOCH, studiind și el depozitele dela Petroșeni, le atribuie vârsta aquitaniană, socotind însă Aquitanianul ca orizontul cel mai inferior al Miocenului.

EMM. de MARTONNE susține și el că depozitele dela Bahna, Balta, Ponoare, Topile, din Platoul Mehedinților reprezintă Aquitanianul și Burdigalianul de facies continental și salmastru, echivalente cu stratele dela Petroșeni.

În anul 1907, G. MACOVEI susține că nu există nici o discordanță între stratele cu Ceriți și Calcarul de Curchia, la Bahna, după cum susținea DRĂGHICEANU, ci o perfectă concordanță. Consideră depozitele de la Bahna cu Ceriți ca aparținând Mediteranianului inferior și fiind echivalente cu depozitele dela Petroșeni, cărora le atribuie aceeași vârstă.

În 1908, PAX, studiind flora din Basinul Petroșeni, susține că această floră fosilă aparține mai mult Mediteranianului decât Oligocenului.

Din aceste ultime cercetări se pot trage concluzii generale asupra vârstei depozitelor dela Petroșeni.

Între primul Mediteranian și al doilea Mediteranian neexistând la Bahna nici o discordanță, stratele cu Ceriți dela Bahna ca și cele dela Petroșeni pot fi socotite ca aparținând Mediteranianului I (Aquitanian sau Burdigalian).

I. P. VOITEȘTI, însă, susține că încă la începutul Mediteranianului I depresiunea transilvană se prelungea prin golful Hunedoara — Hațeg — Pui spre S, dealungul depresiunii sinclinale transversale Petroșeni — Lupeni — Vulcan — Câmpul lui Neag.

Din cauza pragului dela Pui — Cetatea Bolii — Petrila, format din gneis și calcare mesozoice, acest golf a fost separat în două: o parte nordică (Hațeg — Orăștie) și alta sudică (V. Jiului), în care apele marine n'au intrat decât cu intermitență.

MIRCEA ILIE și G. MANOLESCU, bazați pe prezența calcarelor cu *Lithothamnium* de vârstă tortoniană, găsite la Livezeni, susțin că sedimentarea în Basinul Petroșeni a început prin depozite continentale ale Aquitanianului și a fost urmată de depozite transgresive ale Tortonianului.

VI. DEPOZITELE CUATERNARE

Prin umplerea golfului aquitanian și retragerea apelor, Basinul Petroșenilor a fost transformat în uscat, astfel că rețeaua hidrografică dela munte s'a prelungit în basin, depunând aici materialele aduse din munți sub formă de terase și depozite aluvionare.

Tot aici trebuie să menționăm depozitele glaciare din Masivul Retezatului.

În ceea ce privește repartizarea actuală a teraselor, se constată în deosebi pe V. Jiului Românesc (unde se poate vorbi de terase), în regiunea noastră, că ele au o dezvoltare destul de mare pe partea stângă și sunt cu totul reduse pe partea dreaptă a văii.

Pe platourile culmilor de peste 2.000 m și în deosebi la poalele Custurelor, se formază imense perdele de grohotiș mobil, ce se întinde uneori pe câțiva kilometri. Aceste depozite sunt formate din blocuri uneori gigantice sau îngrămădiri de grohotiș de toate mărimile care pot ajunge până la zeci de metri grosime. Toate aceste perdele de grohotiș mobil sunt datorite în deosebi proceselor de alterație atmosferică, ce se manifestă prin desagregări mecanice (îngheț-desgheț) și prin descompunerea chimică a mineralelor.



Pe lângă aceste grohotișuri mobile se mai observă întinse perdele de grohotișuri stabilizate, consolidate prin vegetație, la altitudini mai joase.

Printre depozitele cuaternare ale regiunii, menționăm morenele glaciare, care ocupă suprafețe mai importante în regiunea marilor altitudini.

Glaciațiunea și urmele glaciare în Munții Retezatului au atras de mult timp atenția tuturor cercetătorilor, care au făcut excursii și cercetări în această regiune.

Activitatea intensă a ghețarilor nu s'a rezumat numai la formarea de circuri glaciare ci a lăsat pretutindeni lacuri glaciare, morene, pereții costurilor șlefuite, văi glaciare, etc.

Cele mai frumoase morene sunt cele de pe V. Pietrile, Izvorul Bucurei sau V. Rea.

Pe V. Izvorul Bucurei se observă chiar joncțiunea ghețarilor care veneau dinspre Peleaga, Slăveiu și dinspre Bucura.

Toate aceste urme lăsate de ghețari au fost descrise destul de detaliat de EMM. DE MARTONNE (1900, 1902).

Depozitele cele mai recente sunt constituite din aluviunile râurilor. Ele sunt reprezentate prin pietrișuri fluviatile, depuse în deosebi la revărsarea văilor sub formă de conuri de dejecție cu stratificare de obicei încrucișată.

Materialul lor component este foarte heterogen. În general, conurile de dejecție au o formă conică caracteristică, dar în unele cazuri devin cu totul asimetrice.

TECTONICA

Regiunea centrală și de SE a Munților Retezatului face parte din Autohtonul Carpaților meridionali, așa cum a fost conceput de MURGOCI. Ea cuprinde masivele eruptive Retezat și Buta, cu învelișurile lor de șisturi metamorfice și de sedimente paleo-mesozoice, ce constituie cea mai mare parte a regiunii. În partea de S, regiunea studiată cuprinde capătul de W al Basinelui Petroșenilor, care este suportat de un sinclinal de Șisturi cristaline din unitatea getică șariată peste Autohton.

Între Pânza getică și unitatea autohtonă se intercalează lame de ofiolite mesozoice, formate mai ales din serpentine.

În lucrările tectonice de ansamblu, publicate în ultimele două decenii, regiunea noastră ocupă poziții uneori diferite.

R. STAUB și L. KOBER, în încercarea lor de paralelizare a structurii carpatice cu cea alpină, au considerat Cristalinul autohton din Carpații meridionali echivalent cu unitatea peninică a Alpilor.

I. P. VOITEȘTI, în încercarea sa de sinteză tectonică a Carpaților români, deosebește în Carpații meridionali o serie de 5 pânze de șariaj, pe care, cu excepția pânzei din Vestul Banatului, le echivalează tot cu unitățile peninice din Alpi.

În regiunea Retezatului acest autor separă o pânză-solz, pe care o numește Pânza « Retezat -- Băile Herculane » cuprinsă între Pânza getică la N și Pânza Cazane-Parângu la S.

Concepțiile acestor autori diferă mult de aceea a lui MURGOCI. Ele nu au fost acceptate de cercetătorii mai noi (A. STRECKEISEN, AL. CODARCEA, ȘT. GHIKA-BUDEȘTI, N. GHERASI, G. PALIUC, G. MANOLESCU).!

În ce ne privește, deși studiile noastre se referă la un sector foarte restrâns al Autohtonului, totuși impresia noastră este că regiunea pe care am ridicat-o se încadrează în imaginea tectonică trasată de MURGOCI și completată de cercetările mai recente ale geologilor români.

Formațiunile geologice care iau parte la constituția regiunii munților Retezatului se pot repartiza la următoarele mari unități tectonice:

- I. Cristalinul Autohtonului danubian cu învelișul său sedimentar,
- II. Ofiolitele mesozoice,
- III. Pânza getică,
- IV. Basinelul aquitanian al Petroșenilor.

A) TECTONICA INTERNĂ A AUTOHTONULUI DANUBIAN

Autohtonul danubian este constituit din două mari culminații anticlinale, formate din Șisturile cristaline ale Seriei de Drăgășan și Pilugu. O culminație se dezvoltă între V. Lăpușnicului și V. Râului Bărbat la S și V. Râului Mare la N, în bolta căreia apare, puternic dezvoltat, Masivul eruptiv al Retezatului.

A doua culminație este situată mult mai la SE și se dezvoltă dela V. Buta până la Culmea Brazilor, traversând unitatea morfologică a culmilor prelungi în care apare un al doilea sâmbure eruptiv — Masivul Buta — care se deosebește de precedentul prin caracterul său mai accentuat intrusiv.

1. MASIVELE ERUPTIVE

Cele două masive eruptive, Retezat și Buta, deși arată unele diferențe mineralogice și structurale, totuși din punct de vedere tectonic ele prezintă caractere comune.

Structura actuală a masivelor eruptive este consecința mai multor perioade orogenice, astfel că este foarte greu de a distinge și a separa efectele diferitelor mișcări orogenice care au colaborat la structura ce ni se prezintă astăzi.



Ele prezintă faciesuri gneisice, în deosebi pe margine (Nordul și Sudul Masivului Retezat și pe flancul nordic al Masivului Buta) și foarte adesea și un facies marginal laminat (Retezat).

Jur împrejur, aceste masive sunt înconjurate de Șisturi cristaline, luând contact fie cu un complex de cuarțite, micașisturi sau diferite roce feldspatice (Masivul Buta), fie cu roce amfibolice și cloritoase (Masivul Retezat).

Seriile acestea de Șisturi cristaline (Drăgșan și Pilugu) sunt mai vechi, sau formate probabil în timpul orogenezei caledoniene, în timp ce intruziunea acestor mase eruptive granodioritice s'a produs în timpul orogenezei hercinice.

O dovadă evidentă că aceste șisturi cristaline sunt mai vechi decât intruziunile granodioritice, este faptul că dealungul Culmii Peleaga -- Vârful Mare sau V. Ursasca, deci atât în Masivul Retezatului cât și în Masivul Buta, se găsesc o serie de enclave sau sinclinale prinse, formate din Șisturi cristaline ale Seriei de Drăgșan, ceea ce dovedește că această serie era deja în stadiul de Șisturi cristaline în timpul intruziunii acestor masive.

Masivele acestea de vârstă hercinică au fost complet deformate pentru a se preta la reconstituirea lor tectonică.

Aceste cercetări sunt posibile numai în masivele în care deformațiile ulterioare nu au complicat problema.

Sistemele de diaclaze sunt așa de numeroase și de variate încât orice fractură sau chiar orice crăpătură întâmplătoare s'ar putea adapta unuia din sistemele de diaclaze (verticale sau orizontale). Se pot foarte ușor confunda diaclazele primare cu o serie de dislocații secundare datorite diferitelor perioade orogenice, așa că atribuindu-le pe acestea din urmă perioadei intrusivă s'ar putea ajunge la concluzii complet eronate.

Masivul Retezatului. Masivul Retezatului se prezintă ca o mare boltă anticlinală alungită în direcția SW — NE. Pe toată marginea sa de SE și de NW ia contact cu Șisturile cristaline ale Seriei de Drăgșan. În timpul orogenezei cretacice a suferit o ușoară dislocație care l-a adus în situațiunea de a încăleca spre NW formațiunea Râul Mare (N. GHERASI), iar către SE, între Lunca Berhinei și Vf. Păpușa, de a încăleca peste Șisturile cristaline ale Seriei de Drăgșan cu 60° SE; de aici însă, în spre NE, el se redresează și este acoperit de acestea din urmă cu 70° NW.

Contactul cu învelișul cristalin este un contact deranjat, evidențiat prin desvoltarea aproape continuă a unui facies marginal de roce laminate. În această ordine de idei remarcăm în deosebi absența totală a fenomenului termic în vecinătatea directă a masivului. Efectul cataclazei se resimte destul de intens în masa eruptivă, pe o lărgime medie de câteva sute de metri, efect ce se resimte și în învelișul de Șisturi cristaline în care apar milonite.



În faciesurile cu textură masivă, gneisică și laminată cu numeroase separații aplitice și pegmatitice ce nu sunt în general conturate net, în interiorul masivului se întâlnesc roce laminate în fâșii numeroase de grosime redusă. Efectul cataclasei poate progresa până la formarea de roce filitice.

Mișcarea masivului în raport cu învelișul său sedimentar și nașterea numeroaselor zone laminate sunt legate de continuarea efortului mecanic după consolidarea masivului.

Procesele mecanice datorite orogenezei alpine n'au participat simțitor la structura acestui masiv întrucât la contactul său nordic, Formațiunea de Tulișa nu prezintă milonite.

Masivul eruptiv Buta. Acest masiv eruptiv se prezintă și el ca o boltă anticlinală de direcție NE—SW, care se ridică în partea de SW de sub Șisturile cristaline ale Seriei de Drăgșan iar spre NE, unde ridicarea axială este maximă, el este acoperit de Șisturile cristaline ale Serilor de Pilugu și Drăgșan.

Contactul acestui masiv cu învelișul său de Șisturi cristaline este deranjat ca și la Masivul Retezat, însă mai puțin pronunțat, mai ales în partea de NE, unde vine în contact cu un complex de micașturi și cuarțite cu biotit, care ar putea înfățișa într-o măsură oarecare o manifestare metamorfică a lui.

2. ȘISTURILE CRISTALINE

Seria de Drăgșan. Această serie de Șisturi cristaline formează un mare sinclinal asimetric, cu flancul nordic îngrămădit și uneori chiar aplecat spre SE, iar cu cel sudic foarte larg dezvoltat, acoperind Șisturile cristaline ale Seriei de Pilugu, alteori chiar Masivul eruptiv Buta. Sinclinalul Seriei de Drăgșan se dezvoltă dealungul Văii Lăpușnicului, în Munții Drăgșanului, în Culmea Custurii, pe V. Râului Bărbat și în Muntele Tulișa.

Între Izvorul Bucurei și Stâna din Râu de pe V. Râului Bărbat, în flancul nordic al acestui sinclinal este intercalată o serie de roce amfibolice ce se dezvoltă în anticlinale de direcție NE. Pe Culmea Păpușii această intercalație amfibolică ocupă axul sinclinalului și trece chiar în flancul sudic.

În spre SW, acest sinclinal se afundă cu 45—54° sub depozitele sedimentare paleo-mesozoice dintre V. Lăpușnicului și V. Buta. În tot lungul dezvoltării sale el suportă mai multe petece ale Formațiunii de Tulișa, în deosebi pe sub Culmea Pilugul Mic, Culmea Brazilor, Culmea Tulișa și V. Râului Bărbat în apropiere de baraj.

Seria de Pilugu. Această serie cuarțitică și arcoziană se găsește la baza seriei argilo-marnoase și calcaroase (Seria de Drăgșan). Ea are o direcție de des-



voltare SW—NE; în partea sa sudică, în regiunea Văii Pilugului, ea este acoperită de depozitele mesozoice și aquitaniene, iar în partea sa nordică se afundă sub Șisturile cristaline de Drăgșan.

Această serie a suferit, ca și rocele eruptive, fenomene de sdrobire și de recrystalizare în timpul mișcărilor orogenice vechi, care au contribuit la modificarea structurii primordiale a rocelor componente, îngreunând astfel lămurirea poziției lor stratigrafice.

Această serie este vizibilă numai sub flancul sudic al sinclinalului Seriei de Drăgșan și numai acolo unde masivele eruptive au ridicat-o în sus.

3. STRUCTURA DEPOZITELOR PALEO-MESOZOICE

Raporturile structurale ale sedimentelor paleo-mesozoice sunt numai în parte în succesiune normală și în raport de dependență cu Cristalinul autohton.

Unele din aceste depozite se găsesc în loc, altele probabil au fost rupte și deplasate de pe spinarea Autohtonului danubian, fiind înșirate actualmente sub planul de șariaj al Pânzei getice. Într'adevăr, depozitele mesozoice sunt presărate dealungul liniei de șariaj sub formă de petece.

Prin poziția lor între cele două mari unități tectonice (Autohtonul danubian și Pânza getică) ele au constituit în timpul orogenezei mesocretacice suportul pe care a alunecat pânza. Aceste depozite paleo-mesozoice prezintă următoarele relații cu Autohtonul danubian (fig. 5).



Fig. 5. — Secțiune pe V. Jiului românesc, arătând raporturile între Cristalinul Autohtonului și cuvertura sa sedimentară (1:75.000).

1, calcare cristaline tithon-neocomiene; 2, Liasic; 3, Verrucano; 4, Formațiunea de Tulișa; 5, calcare dela baza Formațiunii de Tulișa; 6, Seria de Drăgșan.⁷

Formațiunea de Tulișa este pretutindeni prinsă între cutele Seriei de Drăgșan, ca de pildă pe flancul sudic al sinclinalului Lăpușnic—Râul Bărbat. Ea se desvoltă puternic pe flancul sudic al Văii Jiului Românesc, unde acoperă masa șisturilor verzi din Masivul Vulcanului. Dealungul sinclinalului Văii Jiului Românesc, această formațiune este acoperită direct de depozitele mesozoice sau chiar de Cristalinul Pânzei getice. Primele formațiuni sedimentare ce acoperă Seria de Tulișa sunt calcarele tithonice.

Urmele acțiunilor mecanice datorite orogenezei cretacice sunt observabile în această serie în strate intens cutate, dislocate sau chiar laminate.

Permianul apare discordant peste Șisturile cristaline ale Seriei de Drăgșan, are direcția SW—NE și înclină spre SW cu 62° , ascunzându-se sub depozitele mesozoice.

Sedimentele mesozoice, formate din Lias-Dogger (?). Tithonic și Neocomian, acoperă uneori direct Șisturile cristaline ale Autohtonului danubian, ca de exemplu în V. Buta și în Culmea Păroasa, alteori, cum se vede pe V. Jiului Românesc, în dreptul Piatra Colibită, de pildă, calcarele tithonice se așează peste Formațiunea de Tulișa. La rândul lor, calcarele tithonice suportă depozitele aquitaniene.

Depozitele mesozoice formează, în regiunea noastră, un sinclinal larg în partea de S, în care este cuprins masivul calcaros de Stănuleți și Piule, format din calcare șistoase și o serie de colți izolați și mase lenticulare, formate din calcare masive; în marginea de N și de S a Basinelui aquitaniian, care pare a se integra într'un al doilea sinclinal larg, ce primește Basinel aquitaniian în ax și care se termină în bot de corabie sub Pleșa și la Piatra Colibită.

B) OFIOLITELE

Dealungul suprafeței de șariaj a Pânzei getice peste Autohtonul danubian, apar o serie de lentile de ofiolite mesozoice.

Aceste roce se găsesc aproape întotdeauna la baza Pânzei getice (după AL. CODARCEA, la baza Pânzei Severinului) și au servit de lubrefiant mai puțin pentru Pânza getică decât pentru cea a Severinului. După poziția lor tectonică, analoagă cu aceea a serpentinelor din Podișul Mehedinților și dela Văləri, credem că putem să le interpretăm ca aparținând unei serii parautohtone laminate, corespunzătoare probabil seriei Severinului (AL. CODARCEA).

C) PÂNZA GETICĂ

Șisturile cristaline mezonale getice se întâlnesc atât pe flancurile de N ale Munților Retezatului cât și pe versantele lor de S, sub forma unor fâșii înguste, cu înclinări contrare, acoperind formațiunile cristaline și mesozoice ale Munților Retezatului, care apar astfel într'o mare fereastră tectonică (fig. 6).

În Basinel Jiului Românesc Șisturile cristaline getice apar ca un petec izolat între V. Pilugului și Dealul Păroasa, cu înclinarea în spre S și formează



lentile întrerupte pe partea de S a Văii Jiului, între V. Toplița și Comanda Răstovianului, cu înclinări constante spre N. Aceste două serii de iviri se



Fig. 6. — Secțiune pe V. Jiului românesc, arătând raporturile între Autohton și Pânza getică (1:75.000).

1, Aquitaniar; 2, calcare uthonice; 3, ofiolite; 4, Cristalinul Pânzei getice; 5, Formațiunea de Tulișa; 6, calcar dela baza Formațiunii de Tulișa; 7, Seria de Drăgșan.

integrează de fapt într'un sinclinal îngust și lung care suportă depozitele cu cărbuni ale Basinelui Petroșeni.

D) BASINUL AQUITANIAN

În depresiunea sinclinală dintre Munții Retezatului și Munții Vulcanul, la altitudinea de circa 800 m, peste resturile Pânzei getice și peste Autohtonul danubian, s'a depus succesiunea de strate sedimentare ale Aquitaniarului.

Depozitele Basinelui au direcția generală E—W, în spre margini însă, își schimbă direcția în spre NE—SW sau N—S. Înclinarea stratelor nu exprimă o formă de basîn regulat, după cum se vede în profilul clasic al cercetătorilor unguri, întru cât stratele se prezintă înclinate în spre N sau S ceea ce denotă că există linii de dislocație dealungul basinelui.

Din această structură reiese că, după punerea în loc a depozitelor basinelui, frământările tectonice dintre cele două zone cristaline n'au încetat, ci au avut loc mai departe, influențând și depozitele din basîn, strângându-le între ele dela N la S, ceea ce a dat naștere la cutări și falii longitudinale și transversale, laminând și lenticulând depozitele de cărbuni.

În regiunea noastră, care cuprinde partea terminală vestică a Basinelui Petroșenilor, depozitele aquitaniene prezintă o dispoziție sinclinală liniștită cu direcția E—W. Se observă în dreptul Văii Toplița și între V. Buta și V. Lazărului, două cute transversale de importanță redusă.

Mișcările tectonice neogene au afectat și aceste depozite, producând o serie de falii mici, vizibile în aflorimentele de cărbuni. O dislocație mai importantă a provocat o denivelare de peste 800 m la capătul de SW al basinelui. Într'adevăr, sub Muntele Pleșa, în poienile dela Stâna Pleșii, se remarcă un rest de depozite aquitaniene la altitudinea de 1.850 m, între masivele de calcare, pe ivirea de filite negricioase ale Formațiunii de Tulișa.



CONCLUZIUNI

GEOLOGIA ȘI PETROGRAFIA REGIUNII

Regiunea, care face obiectul prezentei lucrări, este formată dintr'un fundament cristalin cu învelișul său sedimentar paleozoic și mesozoic, ce face parte din Autohtonul danubian al Carpaților meridionali, din Cristalinul Pânzei getice și din depozitele aquitaniene ale Basinului Petroșenilor.

Fundamentul cristalin reprezintă cea mai mare parte a regiunii studiate și este alcătuit din două serii de Șisturi cristaline și două corpuri eruptive granodioritice.

Șisturile cristaline sunt constituite dintr'o serie de șisturi clorito-amfibolice (Seria de Drăgșan), provenite din metamorfozarea unei serii sedimentogene argilo-marnoasă și calcaroasă și dintr'o serie sedimentară cuarțoasă și arcoziană, caracterizată prin: cuarțite, gneise psamitice și șisturi cuarțofeldspatice (Seria de Pilugu).

Seria de Drăgșan cuprinde două complexe de roce: complexul sericito-cloritos, alcătuit din șisturi sericito-cloritoase și diverse șisturi micacee. Uneori apar subordonat ca intercalații de dimensiuni apreciabile: roce amfibolice, cuarțite, cuarțite feruginoase, șisturi talcoase și gneise granodioritice, și un complex amfibolic, alcătuit din șisturi amfibolice sericitoase, amfibolite cu epidot, șisturi amfibolice, șisturi cloritoase și paragneise cu granat.

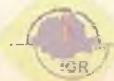
Alcătuirea mineralogică și dispoziția structurală a acestei serii este foarte variată, în deosebi sub microscop se poate vedea caracterul său foarte heterogen.

Deși, acutalmente, rocele cele mai frecvente din această serie se prezintă sub faciesul sericito-cloritos, credem totuși că această serie a fost metamorfozată primordial în mesozonă, judecând după prezența frecventelor intercalațiuni de amfibolite cu epidot, roce izofaciale cu zona de metamorfism biotitică și granatiferă. Ulterior, a avut loc, în timpul mișcărilor de ridicare a masivelor granodioritice, adaptarea lor la epizonă prin diaforeză.

Seria de Pilugu se dezvoltă la baza Seriei de Drăgșan, fiind intim legată de aceasta din urmă. Ea este constituită din cuarțite, gneise psamitice, mica-șisturi și subordonat șisturi sericito-cloritoase, care reprezintă termenii metamorfozați ai unui complex, sedimentar grezos.

Această serie de roce metamorfece, inițial mesozonală, a suferit ca și Seria de Drăgșan un metamorfism retrograd, după cum reiese din ubicuitatea sericitului, raritatea biotitului și prezența cloritului cu caracter pseudomorf. Acest retromorfism s'a produs în aceleași condițiuni ca și la Seria de Drăgșan.

În acest înveliș de Șisturi cristaline se găsesc intruse două corpuri eruptive: Masivul Retezat și Masivul Buta. Ambele masive sunt alcătuite din roce granodioritice.



În Masivul Retezat se distinge un facies cu textura aparent masivă, ce ocupă partea centrală a masivului, un facies gneisic intermediar, larg dezvoltat și o zonă periferică de gneise laminate.

În învelișul de Șisturi cristaline al acestui masiv nu se constată fenomene de contact eruptiv, ceea ce ne permite să tragem concluzia că ne găsim în prezența unui contact tectonic. Într'adevăr în Șisturile cristaline, în deosebi în Seria de Drăgșan, apar zone cu milonite la contactul Masivului Retezat. Un caracter fiziografic constant și caracteristic al grandioritului de Retezat îl formează prezența epidotului primar în cristale idiomorfe. Epidotul se asociază de regulă cu foitele de biotit, deasemenea primare. Această concreștere nu prezintă nici o dispoziție din care să rezulte un proces de substituție metasomatică.

În Masivul Buta, am putut separa faciesuri gneisice larg dezvoltate, fără însă a putea delimita pe zone mai întinse, ca în Masivul Retezatului, gneise laminate. Cu ajutorul studiului microscopic și al raportului dintre feldspați potasici și plagioclași, am putut separa în acest masiv granodiorite propriu zise, granodiorite adamelitice și microgranodiorite adamelitice.

În caracterul fiziografic al granodioritului Buta se constată două elemente diferențiale față de granodioritul Retezat: epidotul primar lipsește cu totul iar microclinul este maclat submicroscopic, prezentând o extincție unduloasă și numai pe alocuri devine vizibilă structura în ostrețe, element fiziografic caracteristic al grandioritului Retezat.

Din analizele microscopice ale unui foarte mare număr de secțiuni subțiri, reiese că rocele granodioritice ale Masivelor Retezat și Buta sunt de origine magmatică, iar variațiile paragenetice și structurale sunt rezultatul consolidării unei magme acide sub stress.

Chiar, în rocele aparent masive se constată o tendință marcată de orientare a componentilor mineralogici.

Caracterul gneisic mai accentuat este legat de o recrystalizare în masa granodioritului sub efectul stressului, datorită căreia, ia naștere o gamă de structuri intermediare, conducând spre structura cristaloblastică.

Generația a doua de biotit verde concreșcut cu cuarț recrystalizat și oligoclas bazic, în termenii de structură granitică, vădește condițiunile de temperatură înaltă în care se elaborează structura gneisică, distonând cu procesele de retromorfism din rocele învelișului. Mai târziu, se dezvoltă zonele de sdrobire în masa Eruptivului și faciesul de laminare periferică, care sunt caracterizate prin parageneza de temperatură mai scăzută. Masivele poartă astfel toate caracteristicile unor corpuri sincinematice.

La Sudul și Sud-Estul regiunii noastre, între cele două grupe cristaline (Autohtonul danubian și Pânza getică), se dezvoltă un complex de depozite



sedimentare paleozoice și mesozoice, care reprezintă în cea mai bună parte învelișul normal al Autohtonului.

Între depozitele paleozoice menționăm depozitele slab metamorfozate ale Seriei de Tulișa (Carbonifer?) reprezentată prin conglomerate, cuarțite, calcare cristaline, șisturi satinat și filite negre grafitoase și depozitele permieni de pe Culmea Drăgșanului, de tip verrucanic.

Depozitele mesozoice din regiunea noastră încep cu gresiile albe-cenușii și brechiile calcaroase repartizate la Lias-Dogger? și se termină cu calcare de vârstă tithon-neocomiană.

Pe partea dreaptă a Văii Jiului Românesc, în lungul suprafeței de supra-cutare a Cristalinului Pânzei getice, peste Sedimentarul Autohtonului danubian, apar o serie de lentile de ofiolite mesozoice, (serpentine), a căror poziție între Tithonicul autohton și Pânza getică este legată de orogeneza mesocretacică.

Dealungul Văii Jiului Românesc apar o serie de Șisturi cristaline mesozonale: paragneise cu biotit și granați, micașisturi și cuarțite, care reprezintă resturile Pânzei getice, păstrate sub depozitele aquitaniene.

În inflexiunea sinclinală a Pânzei getice de pe V. Jiului Românesc se așează formațiunile sedimentare ale Aquitanianului cu cărbuni bruni ce se exploatează mai la E (Lupeni, Petroșeni).

Depozitele cuaternare sunt reprezentate prin aluviunile văilor, prin terase, prin întinse perdele de grohotiș mobil și stabilizat și prin depozitele glaciare din circurile Retezatului (morene).

TECTONICA

Regiunea Munților Retezatului face parte din Autohtonul Carpaților meridionali așa cum a fost conceput de G. MURGOCI.

Autohtonul danubian este constituit din două mari culminații anticlinale, formate din Șisturile cristaline al Seriei de Drăgșan și Pilugu, în bolta cărora apar sămburii granodioritici ai Masivului Retezat (NNW), ai Masivului Buta (SE). Aceste masive au o formă ovoidală cu axa mare în direcția de dezvoltare NE. Contactul cu învelișurile lor de Șisturi cristaline este un contact deranjat, evidențiat prin dezvoltarea aproape continuă a unui facies marginal de roce gneisice sau chiar gneise laminate (Retezat).

Mișcarea masivului în raport cu învelișul său sedimentar și nașterea numeroaselor zone laminate sunt legate de continuarea efortului mecanic după consolidarea masivului.

Șisturile cristaline care înconjoară acești sămburi granodioritici sunt mai vechi și s'au format probabil în timpul orogenezei caledoniene, în timp ce



intruziunea acestor mase eruptive granodioritice s'a produs în timpul orogenezei hercinice.

O dovadă evidentă că aceste Șisturi cristaline sunt mai vechi decât intruziunile granodioritice, este faptul că dealungul Culmii Peleaga — Vârful Mare și V. Ursasca se găsesc enclave sau sinclinale prinse din Șisturile cristaline ale Seriei de Drăgășan, ceea ce dovedește că această serie era deja în stadiul de Șisturi cristaline în timpul intruziunii acestor masive.

Șisturile cristaline ale Seriei de Drăgășan formează un sinclinal dezvoltat dealungul Văii Lăpușnicului și a Râului Bărbat.

În spre SW, acest sinclinal se afundă cu 45° — 54° SW sub depozitele sedimentare paleozoice.

Raporturile structurale ale sedimentelor paleozoice și mesozoice sunt numai în parte în succesiune normală.

Prin poziția lor tectonică între cele două mari unități tectonice, ele au constituit în timpul orogenezei mesocretacice suportul pe care a alunecat pânza.

Șisturile cristaline ale Pânzei getice din jurul basinului Aquitanian formează un sinclinal îngust și lung care suportă depozitele aquitaniene. Acestea din urmă reprezintă partea terminală a basinului Petroșeni, a cărui structură sinclinală liniștită nu prezintă în regiunea noastră decât două ușoare accidente transversale și o denivelare sub Culmea Buta.

Primit: Mai 1949.



BIBLIOGRAFIE

1. AFANASIEV G. B. Rolul granitizării masivelor granitice ale unor regiuni cutate. *Izvestia. Acad. de Șt. U.R.S.S.*
2. ATANASIU I. Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheșului (jud. Neamț). *An. Inst. Geol. Rom.* XIII, 1928, București, 1929, pag. 165—371.
3. — Curs de geologie generală, partea I. Fenomene magmatice. București, 1945—46.
4. BARTH T. F. W. The Birkeland granite, a case of petroblastesis. *Soc. Geol. Finlande* Nr. 20, pag. 123—182, 1947.
5. BELIANKIN B. S. Problema granitului. *Izvestia. Acad. Nauk U.R.S.S.*
6. BERKE. Mineralbestand u. Struktur der kristallinen Schiefer. I., *Denkschr. d. Wiener Akademie der Wissensch.* L. Band.
7. BOWEN N. L. The evolution of the igneous rocks. Princetown, 1928.
8. BACKLUND H. G. Zur Granitisationstheorie. *Geol. Förmir. Förhandl.* Bd. 60 (1938) 177. *Chemie der Erde*, Bd. 14 (1942) p. 157.
9. BUTGENBACH H. Les minéraux et les roches. Paris, 1935.
10. CODARCEA AL. Studiu geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fer — Bocșa Montană (Jud. Caraș, Banat). *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XV. (1930). București, 1931.
11. — Cercetări geologice în V. Ferendiei și V. Moraviței din împrejurimile Ocnei de Fer (Jud. Caraș, Banat). *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* XIII (1924—1925). București, 1930.
12. — Comunicare preliminară asupra zăcămintelor de minereuri dela Ocna de Fer (Banat) Minele Reichenstein. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* XII (1923—1924) pag. 92—112. București, 1930.
13. — Considérations tectoniques générales résultant d'un nouvel examen de la coupe des Portes de Fer (Vârciorova). *C. R. Inst. Géol. Roum.* București, 1935.
14. — Note sur la structure géologique et pétrographique de la région Ogradina—Svinița. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXV. București, 1937.
15. — Contributions à la tectonique des Carpates Méridionales. *C. R. Inst. Geol. Roum.* XXV. București, 1937.
16. — Quatrième réunion annuelle de la Société Roumaine de Géologie à Turnu Severin. *Bul. Soc. Rom. Géol.* III. București, 1937.
17. — Vues nouvelles sur la tectonique du Binat Méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol. Rom.* XX. 1939.
18. CORRENS W. C., ESKOLA PENTTI u. BARTH. Die Entstehung der Gesteine. Berlin 1939.
19. DALY A. REGINALD. Granite and metasomatism. *Amer. Jour. of Science.* Vol. 247., Nov. 11, 1949.



20. DUPARC L. et REINHARD MAX. La détermination des Plagioclases dans les coupes minces. *Mém. de la Soc. de Phys. et d'Hist. Nat. de Genève*, Vol. 40, Fasc. 1, pag. 149. Genève, 1934.
21. GHERASI N. Note sur la géologie des Monts Godeanu et Țarcu. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XX. (1931—32). București, 1934.
22. — Étude pétrographique et géologique dans les Monts Godeanu et Țarcu. *An. Inst. Geol. Rom.* XVII. București, 1937.
23. GHIKA BUDESTI ȘT. Études géologiques et pétrographiques dans les Munții Lotrului. *An. Inst. Geol. Rom.* XVI. București, 1934.
24. — Les plagioclases de banatites étudiés par la méthode Fedoroff. *Schw. Min. Petr. Mitt.* 1931. I. Zürich.
25. — Le deuxième groupe cristallin et ses granits dans la région entre la Latorița et l'Oltet. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XI. București, 1937.
26. — Pétrographie et tectonique des Carpates Méridionales roumanies. *Rev. de géogr. physique.* XI. Paris, 1938.
27. — Les Carpates méridionales centrales. *An. Inst. Geol. Rom.* XX. București 1940.
28. GIUȘCĂ DAN. Massif du Procopan (Dobrogea). *An. Inst. Geol. Rom.* XVI. 1931. București, 1933.
29. — Considérations sur les problèmes de différenciation magmatique dans la Dobrogea du Nord. *Bul. Soc. de Geol.* II, București, 1935.
30. — Observations pétrographiques dans la région du Bugeac (Dobrogea). *Bul. Lab. Miner. Univ. Buc.* Vol. I. București, 1934.
31. GRUBENMANN U. Die kristallinen Schiefer. Berlin, 1910.
32. — Die kristallinen Schiefer, eine Darstellung der Erscheinungen der Gesteinsmetamorphose und ihrer Produkte. 2. Aufl. Berlin, 1910.
33. HAUER FR. u. STACHE G. Geologie Siebenbürgens. 636 p. Viena, 1863.
34. HARKER A. Metamorphism. London, 1932.
35. HOLMES ARTHUR. The Nomenclature of Petrology. II-nd. London, 1928.
36. — Petrographie Methods and Calculations. II-nd. Impres. London, 1930.
37. HOFFMANN U. și INKEY B. v. Harta geologică 1: 75.000 foaia Petroșani și Pasul Vulcan.
38. ILIE M. et MANOLESCU G. Calcaires organogènes dans le bassin de Petroșani (Roumanie). *Bull. de l'École Polytechn. Bucarest.* XII e. București, 1941.
39. INKEY BÉLA. Die transylvanischen Alpen vom Rotenturmpass bis zum Eisernen Tor. *Math. Naturwiss. Ber. aus Ungarn.* Bd. IX. pag. 20—53. Berlin-Budapest. 1891.
40. IONESCU BUJOR D. Granitul de Șușița. Contribuțiuni la studiul petrografic și geologic al Carpaților Meridionali. 1909.
41. JOHANNSEN ALBERT. Suggestion for a Quantitative Mineralogical Classification of Igneous Rocks. *Journ. Geol.* XXV. 1917. pag. 63—97.
42. — A Planimeter Method for the Determination of the Percentage Compositions of Rocks. *Journ. Geol.* XXVII. 1919, pg. 276—285.
43. — A Quantitative Mineralogical Classification of Igneous Rocks. Revised. *Journ. Geol.* XXVIII, 1920. pag. 38—60, 159—177, 210—232.
44. — Essentials for the Microscopical Determination of Rockforming Minerals and Rocks in Thin Sections. Chicago, Illinois, 1922, pg. 53.
45. KLOCKMANN'S RAHMDOHR P. Lehrbuch der Mineralogie. 1936.
46. KOBER L. Der Bau der Erde. Berlin, 1928. (Die Karpathen, pag. 181—187).
47. — Die Bauelemente der Ost- und Südkarpathen. *Ak. d. Wiss. Wien. Sitzber. math. nat. Kl. Akad. Anzeiger* Nr. 19. 1929.



48. KRÄUTNER TH. Les dépôts mésozoïques dans la région des sources du Someșul Cald et de Vlădeasa (départ. de Bihor). *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXVII. 1939. București, 1944.
49. — Die Spuren der Eiszeit in den Ost- und Südkarpaten. *Verh. u. Mitt. des Vereins für Naturw. zu Hermannstadt.* LXXIX. Bd. 1929.
50. — Observations géologiques sur le Mésozoïque à l'W du massif cristallin du Gilău et sur ses rapports tectoniques avec la série du Codru et la série de Biharea. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXVIII. 1940, București, 1944.
51. LAPPARENT A. Précis de Minéralogie, 1921.
52. LINCK G. u. JUNG H. Grundriss der Mineralogie und Petrographie, 1935.
53. LÓCZY L. A Retyezat tavairol. *Földt. Közl.* XXXII. 1904, pg. 224—233 (Abrégé: Ueber die Scen des Retyezat Gebirges, pg. 63—71). Budapest 1904.
54. LEHMANN P. Das Tal von Petrosény. *Verh. d. Gesellsch. f. Erdkunde*, Berlin, 1884.
55. — Die Südkarpathen zwischen Retyezat und Königstein. *Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde* Berlin, 1885.
56. — Schneeverhältnisse und Gletscherspuren in den Transsylvanischen Alpen. *IX Jahresber. d. geogr. Gesellsch. zu Greifswald.* 1904.
57. MANOLESCU G. Das Alter der Schela-Formation. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. I. București. 1932.
58. — Étude géologique et pétrographique dans les Munții Vulcan (Carpates Méridionales). *An. Inst. Geol. Rom.* XVIII. București, 1937.
59. — Étude géologique et pétrographique du Bassin du Jiu supérieur. *An. Ac. Rom. Mem, Sect. Șt. Ser. III. T. 12. Mem. 6* București, 1937.
60. — Observations géologiques dans le bassin supérieur [des vallées de Jla Cerna et du Jiul Românesc. 1936. *C. R. Inst. Géol. Roum.* T. XXIV. București, 1940.
61. MACOVEI G. Basenul terțiar dela Bahna. *An. Inst. Geol. Rom.* III. 1909 pag. 57—159. București, 1909.
62. — et ATANASIU I. L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé. *An. Inst. Geol. Rom.* XVI, 1931. București, 1934.
63. MARTONNE EMM. de. Recherches sur la période glaciaire dans les Karpathes méridionales. *Bul. Soc. Științe.* București. IX. 1900.
64. — Remarques sur le climat de la période glaciaire dans les Karpathes méridionales. *Bul. Soc. Géol. Fr.* 1902. 4-e sér. II. pag. 330—332.
65. — Sur la plate-forme des hauts sommets des Alpes de Transylvanie, *C. R. Acad. Paris.* T. CXXXVIII. 1904.
66. — La Période glaciaire dans les Karpathes méridionales. *C. R. Congrès International. de Géologie de Vienne* 1903. Vienne, 1904. p. 691—702.
67. — Sur le caractère des hauts sommets des Karpathes méridionales. *Asoc. rom. p. înaint. și răsp. științei.* Congr. II. București 1903. p. 389—392. București, 1908.
68. — Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie *Rev. de Géogr.* 1906—1907. Paris.
69. MELLIS D. Gefügediagramme in stereocgraphischen Projectionen. *Min. Petr. Mitt.* (1942.) p. 330.
70. MIERS H. Manuel pratique de Minéralogie (tradus din limba engleză). 1906.
71. MRAZEC L. Sur les schistes cristallins des Carpathes méridionales (versant roumain) *C. R. IX. Congr. géol. Internat. Vienne.* 1903, pag. 631—648, Vienne, 1904.
72. — Essai d'une classification des roches cristallines de la zone centrale des Carpathes roumaines. *Bul. Soc. Științe București*, An. VI. 1897.



73. MRAZEC L. Asupra unor conglomerate, gresii și șisturi verzi în Munții Vulcanului. *Bul. Soc. Științe, București*. An. VI, 1897.
74. — Dare de seamă asupra cercetărilor geologice din vara 1897. I. Partea de Est a Munților Vulcan. București, 1898.
75. — Asupra clasificății Cristalinului din Carpații Meridionali. *Bul. Soc. Științe București*. An. VIII. Nr. 6, 1899.
76. — Contributions à l'histoire de la Vallée du Jiu. *Bul. Soc. Științe. București*. An. VIII Nr. 4—5. 1899.
77. — Discuțiuni asupra comunicării D-lor Murgoci și Nopcsa relativă la Tectonica Carpaților Banatului. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VI. (1914—1915). București 1923.
78. — et DUPARC. Sur les phénomènes d'injections et de métamorphisme exercés par la Protogine et les roches granitiques en général. *Arch. Sc. Phys. et Nat. Genève*, 4—me Sér. T. V. 1898.
79. MURGOCI G. Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Karpathes méridionales. *C. R. Acad. Paris*. 31. VII. 1905. *Bul. Șoc. Științe București*, XVI, 1907. București, 1907.
80. — Sur l'âge de la grande nappe de charriage des Karpathes méridionales. *C. R. Acad. Paris* 4. Supt. 1905, *Bul. Soc. Științe București* XVI, 1907, București 1907.
81. — The Geological Synthesis of the South Carpathians. *C. R. XI. Congrès Géol. Internat.* 1910 Stockholm 1912, pg. 871—880.
82. — Sinteza geologică a Carpaților de Sud. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. I, București, 1923.
83. NIGGLI P. Die Gesteinsmetamorphose. I. Allgemeiner Teil. Berlin 1924.
84. — Lehrbuch der Mineralogie, 1920.
84. bis Gesteins- und Mineralprovinzen. Bd. I. Berlin 1923.
85. NOPCSA FR. BARON. Zur Geologie der Gegend zwischen Gyulafehérvár, Deva, Rusz kabánya u. d. rum. Landesgrenze. *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anst.* Bd. XVI Heft 4. pg. 95—279. Budapest, 1905.
86. OSANN A. Ueber die Definition von Diorit und Gabbro. *T. M. P. M.* Bd. XXII. H. 5 1903. pag. 403.
87. PALIUC G. Recherches géologiques dans les Monts du Parâng. Communication préliminaire. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXI (1932—1933). București, 1937.
88. — Études géologiques et pétrographiques du massif du Parâng et des Munții Cimpii, *An. Inst. Geol. Rom.* XVIII. București. 1937.
89. PRESWERK H. Der Quarzdiortit des Coccoimasivs und seine Beziehung zum Verzascagneiss. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 11 (1931) 27.
90. REINHARD MAX. Der Coziagneisszug in den rumänischen Karpathen. *Bul. Soc. Științe*, XV. București. 1906.
91. — Șisturile cristaline din Munții Făgărașului. (clina română). *An. Inst. Geol. Rom* III. 1909. pag. 165—223. București, 1910.
92. — et DUPARC L. La détermination des plagioclases dans les coupes minces *Mém. Soc. de Physique et d'Hist. Nat. de Genève*, Vol. 50, fasc. 1, pag. 149 Genève, 1924.
93. PERRIN R. et ROUBAULT M. Le granite et les réactions à l'état solide: *Service Carte Géol. Algérie* Sér. 5, Nov. 4, 1939.
94. RINNE F. La science des roches, Tradus și completat de L. BERTRAND. Ed. III. 1928
95. ROMAN D. Schiță geologică 1:500.000 a Basinului Jiului dela Izvor până la Filiași. *Studi Tehnice și Economice*. IV. fasc. I.



96. ROSENBUSCH H. Physiographie der massigen Gesteine. I. Hälfte, 2-ter Band. IV-te Auflage. Stuttgart, 1907.
97. — Elemente der Gesteinslehre von Dr. A. Osann. IV-te Auflage. Stuttgart, 1923.
98. — Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. 5-te Auflage von Dr. O. Mügge Bd. I. II-te Hälfte. Stuttgart, 1925.
99. SCHAFARTZIK FR. Über die geologischen Verhältnisse der SW-lichen Umgebung von Clopotiva u. Malomvitz (Bericht über die im Jahre 1898 im westlichen Retezat-Gebirge aufgen. geol. Spezialaufnahmen). *Jahresb. d. k. ung. geol. R.-A. f. 1896*. Budapest, 1898.
100. — Kurze Skizze der geologischen Verhältnisse und Geschichte des Gebirges am Eisernen Tore an der unteren Donau. *Földt. Közl. XXXIII*, H. 7—9, pag. 402—435 Budapest, 1903.
101. — Reambulation in den südlichen Karpathen und in Krasso-Szörányer (Caraș Severin) Mittelgebirge im Jahre 1909. *Jahresber. d. k. ung. geol. R.-A. f. 1909*.
102. STRECKEISEN A. Cercetări geologice în Podișul Mehedinți. *D. d. S. Inst. Geol. Rom. XVIII*. București, 1931.
103. — Sur la tectonique des Carpates méridionales. *An. Inst. Geol. Rom. XVI*. București 1932.
104. — et GHERASI N. Recherches géologiques dans les Carpates méridionales entre la vallée du Jiu, Caransebeș et les Portes de Fer. *C. R. Inst. Géol. Roum. XIX*. București, 1933.
105. SCHIMDT O. Scurtă expunere asupra rezultatelor cercetărilor geologice făcute în regiunile cristaline ale Carpaților Meridionali. *D. d. S. Inst. Geol. Rom. XVIII* București, 1931.
106. SHAND JAMES S. Eruptiv rocs. Thomas Murby. 40 Musem Street, London.
107. STANCIU V. Provinciile minerale ale României. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj. III* 2, 1930, pg. 1—32.
108. SEMMENENKO N. P. The granite pegmatites of the Ukraine. *Intern. geol. congr. XVII*. Moscova 1937.
109. STUR D. Bericht über die geol. Übersichtsaufnahme des südwestl. Siebenbürgens. *Verh. d. k. geol. R.-A. XIII*. 1863, pag. 42.
110. TERMIER M. P. Sur la genèse des terrains cristallophylliens *C. R. X. Congr. Géol. Intern.* 1910. Stockholm, 1912.
111. — La zone cristalline - mésozoïque. Aperçu provisoire sur l'ensemble de la géologie des Carpates. *C. R. Ac. Sc. Paris*. 1927.
112. TYRELL N. G. The Principles of Petrology. London 1926.
113. TOULA FR. Eine geologische Reise in die transylvanischen Alpen Rumäniens. *Schr. d. Ver. Verbr. Naturwiss. Kenntn.* Wien. T. XXXVII. 1897.
114. VENDL A. Das Kristallin des Sebescher- und Zibinsgebirges. *Geologica Hungarica. IV*. Budapest, 1932.
115. WEGMANN C. Zur Deutung der Migmatite. *Geol. Rundschau*. Bd. XXVI, H. 5. 1936.
116. WEINSCHENK E. Grundzüge der Gesteinskunde. II-ter Teil. Spezielle Gesteinskunde, II-te Auflage. Freiburg i. Brissgau, 1907.



STUDII GEOLOGICE IN REGIUNEA SÂNPETRU- PUI (BAZINUL HAȚEGULUI)

DE

MIHAI ALFRED MAMULEA

TABLA DE MATERII

	<u>Pag.</u>
<i>Introducere</i>	213
<i>Morfologia regiunii</i>	214
Zona de margine a Șisturilor cristaline	214
Zona platoului calcaros	214
Zona cu gresii și marne	216
Zona câmpiei de piemont	217
Zona aluviunilor	218
Zona pietrișurilor pliocene	219
<i>Istoric</i>	219
<i>Stratigrafia</i>	222
I. Zona nordică	222
A) Șisturile cristaline	222
B) Juristic	224
1. Liasic	224
2. Dogger	225
3. Malm	226
a) Callovian-Oxfordian	226
Gaize	226
Chertele	227
b) Kimmeridgian	227
c) Tithonic	228
C) Cretacic inferior	232
1. Valanginian-Hauterivian	232



	Pag.
a) Depozite reziduale	232
Studiul microscopic	233
Vârsta și originea depozitelor reziduale	233
Geneza depozitelor reziduale	233
b) Gresii infrabarremiene	236
2. Barremian	238
3. Apțian	239
Apțian inferior	239
Apțian superior	240
II. Zona intermediară	240
1. Cenomanian	241
2. Turonian	244
3. Senonian	245
III. Zona sudică	247
1. Danian	247
2. Paleogen	250
3. Miocen	251
a) Tortonian	251
b) Sarmațian	252
4. Pliocen	254
5. Cuaternar	255
a) Conurile de dejecție	255
b) Terasale	257
c) Depozitele din peșteri	257
d) Aluviunile	258
e) Solul	258
Rendzine	259
Soluri podzolice brun-deschise, neevoluate	259
Soluri podzolice brune fără profil complet	260
Podzol format pe pietrișurile pliocene și micașturi	260
Podzol format pe argilele sarmațiene	260
Podzol format pe conurile de dejecție	261
Profilul solului format pe conul tânăr al Râului Bărbat	262
Soluri de luncă	263
Soluri coluviale	263
Soluri pe aluviuni	263
Tectonica	264
Tectonica Jurasic-Cretacicului inferior	264
Tectonica Cretacicului superior	266
Tectonica Paleogenului	267
Tectonica Miocenului	267
Tectonica Pliocenului	268
Tectonica Cuaternarului	268
Particularități tectonice	268
Rezultate și concluzii	268
Bibliografie	271



INTRODUCERE

Bazinul Hațegului, care constituie obiectul studiului nostru, se poate împărți, din punct de vedere geologic, în două regiuni distincte, separate printr'o linie geografică aproximativă care merge dela Ciopeia la Râu de Mori.

Fiecare din aceste două regiuni prezintă spre rezolvare probleme geologice independente. Lucrarea prezentă se referă numai la partea de Est a bazinului.

Localitatea cea mai importantă din această regiune este orașelul Pui, situat aproximativ în centru.

Inconjurată de șiruri de munți greu de trecut, oferind adăposturi convenabile în peșteri, precum și silexul necesar confecționării uneltelor folosite de omul primitiv, regiunea a fost locuită încă din timpurile preistorice. Mărturie sunt urmele lăsate de omul paleolitic și neolitic în peșterile dela Cioclovina și Bordul Mare. Printre aceste urme ale omului preistoric trebuie relevat craniul de *Homo sapiens diluvialis*, descoperit în grotă dela Cioclovina, care aparține tipului de Předmost, din Paleoliticul superior, epoca aurignaciană, care pentru Europa orientală și centrală este situat în interstadiul Würm I și Würm II (FR. REINER și I. SIMIONESCU (68) precum și falanga de *Homo primigenius* (SCHWALBE), descrisă de ST. GAAL, care provine din grotă dela Bordul Mare. (23).

Din punct de vedere geografic, Bazinul Hațegului este o mare depresiune intracarpatică, cuprinsă între Masivul Retezatului la S, Munții Sebeșului și Poiana Ruscă la N și W. Spre S, regiunea studiată se întinde până în zona Șisturilor cristaline (aparținând Geticului și Autohtonului). În această parte a regiunii limita sedimentar-cristalină este aproape o linie dreaptă cu direcția EW, ce trece puțin mai la S de liziera satelor: Pietros, Valea Lupului, Uric, Hobița, Șerel, Coroești, Nucșoara, Râu de Mori.

La W cercetările noastre se întind până la V. Râul Mare, pe porțiunea dintre Râu de Mori și Bărești.

Spre N regiunea este delimitată de o linie sinuoasă ce pleacă din dreptul satului Băiești, trece pe la N de satul Ciopeia, urmărește creasta ce separă V. Streiului și V. Vrateca de V. Mare și V. Vânătorului, îndreptându-se apoi spre E prin cătunul Cioclovina până în Vârful Rotunda.

În partea de E, limita regiunii este formată de o linie ce pleacă din Vârful Rotunda, urmărește Valea Rea și se continuă apoi dealungul Văii Pietrosului (Streiul superior) până la confluența acestuia cu V. Crivadia.

Am primit în studiu această problemă, propusă de Institutul Geologic în anul 1936.



MORFOLOGIA REGIUNII

Din punct de vedere morfologic regiunea se poate divide în mai multe zone.

Zona de margine a Șisturilor cristaline, ce formează cadrul regiunii cercetată de noi la N, E și S.

În partea de N, unde apare la zi gneissul, morfologia este caracterizată prin creste înguste cu pantele mult înclinate și uneori abrupte, cu vegetație săracă. Văile sunt foarte adânci și cu profil în formă de V. Altitudinea creștelor nu trece de 900 m.

În partea de NE, unde apar micașisturi, morfologia este caracterizată printr'un relief domol, cu văi regulate și largi cu direcția generală NE-SW. Aceste văi ajunse în zona calcaroasă se închid adesea, așa cum vom arăta în capitolul următor. Altitudinea la care ajung vârfurile din această regiune este în jurul a 1000 m.

Zona platoului calcaros, situată în partea de E a regiunii studiate, prezintă altitudinea maximă în Vârful Runcului (1163 m). Cota medie a acestui platou este cuprinsă între 800 și 1000 m. În dreptul comunei Barul Mare calcarele ating V. Streiului sub cota 500 m.

În sus de cota 800 m relieful platoului este destul de regulat, cu înclinare generală spre SW. Denivelarea, între marginea de NE și marginea de SW a platformei este de circa 200 m. Acest relief este complicat de prezența a numeroase doline cu adâncimea medie de 8—12 m. Adeseori, dolinele sunt dispuse regulat, formând șiruri ce urmăresc probabil un curs de apă subteran, alteori se întâlnesc doline izolate sau grupate neregulat mai multe la un loc.

Deasupra platoului se ridică vârfuri rotunjite, câte odată creste abrupte, a căror înălțime nu trece de 130 m deasupra nivelului platoului.

Dela înălțimea de 700—800 m, pantele coboară brusc spre basin până la aproximativ 600 m. De multe ori se observă profile în scară cu trepte de 20—30 m înălțime.

Calcarele ce alcătuiesc platoul sunt puternic diaclazate, cu numeroase crăpături ce permit pătrunderea repede a apelor în adâncime, din care cauză văile ce străbat această zonă sunt lipsite de un curs de apă permanent și sunt puțin adâncite.

Solubilitatea mare a calcarelor a dat naștere fenomenelor carstice, foarte frumos descrise de JUSTIN GHERMAN (24).

Văile ce străbat zona calcaroasă au izvoarele, cu mici excepții, situate în Șisturile cristaline. Direcția lor de curgere este în general NE-SW, și este



determinată probabil de tectonica regiunii. Curând după intrarea cursurilor de apă în zona calcarelor, apa dispare dela suprafață, continuându-și cursul prin văi subterane. Punctele unde apa dispare în adâncime sunt numite de localnici «înghițitori».

În unele cazuri, ca în V. Ponorăciului, V. Ponorului, «la înghițitoare», din cauza adâncirii văii prin solubilizarea calcarului, iau naștere pereți abrupti, numiți de localnici «ponor». În felul acesta valea se termină brusc. Apa continuă să curgă printr'un canal care este marcat la suprafață de un șir de doline.

În amonte de înghițitoare, valea este largă, cu versantele abrupte, ce mărginesc un șes larg, mlăștinos, format din materialul cărat și depus de apă, pe care curge pârâul. Din cauza pantei foarte mici, cursul de apă face numeroase meandre și în perioadele cu precipitațiuni atmosferice abundente, apa neputându-se scurge repede prin înghițitoare, se varsă peste maluri, formând lacuri temporare.

Pe malul stâng al Văii Ponorul se poate observa și o mică terasă, cu înălțimea de circa 5 m deasupra șesului.

În alte cazuri, după dispariția cursului de apă, valea se continuă la suprafață ca o vale seacă. Numai în cazul viiturilor mari, apa ce nu se poate scurge prin înghițitoare în adâncime, curge în lungul văii. Surplusul de apă nu ajunge în întregime până la capătul văii, pentru că, în bună parte, se pierde pe drum prin crăpăturile calcarelor, așa că la gura văii ajunge numai o cantitate mică de apă. Din cauza scăderii debitului, puterea de eroziune a apei este diminuată treptat în josul văii. Acest fapt are drept urmare o eroziune longitudinală neegală, care duce la formarea de chei adânci și înguste în susul văii, acolo unde puterea de eroziune a apei este maximă, și la formarea unei văi largi, cu versantele puțin înclinate în josul văii, unde puterea de eroziune a apei este minimă.

V. Lunca Priporului și V. Lunca Ohăbii prezintă caracterele descrise mai sus. Pentru aceste două văi mai este de remarcat și cursul rectiliniu dela NE spre SW.

Văile, a căror origine este situată în calcare, sunt văi seci, lipsite de apă. Ca exemplu cităm: V. Sohodol, V. Lola și V. Cieș.

Din cauza lipsei totale a unui curs de apă permanent, aceste văi sunt puțin adâncite, cu versantele puțin înclinate.

Din cauza eroziunii încetinite, gura de vărsare a Văii Lola în V. Streiului rămâne suspendată la circa 300 m deasupra Streiului.

Numai V. Pietrosului (Streiul superior) reușește să traverseze placa de calcare, străbătând-o dela N spre S. Patul apei este săpat în Cristalinul ce stă la baza calcarelor. Până la înălțimea contactului între calcare și Cristalin, versantele văii sunt înclinate și acoperite de o vegetație bogată.



Dela contact în sus versantele sunt abrupte și calcarele rămân desgolite, aproape fără vegetație.

Lipsa de contact între calcare și Șisturile cristaline mai este marcată și de o serie de izvoare vauclyziene puternice. Este de remarcat faptul că aceste izvoare se găsesc numai pe partea stângă a văii, lipsind cu totul pe partea ei dreaptă.

Deasemeni, în lungul Văii Pietrosului, se poate observa în unele locuri o asimetrie a văii. Zona de Cristalin a versantului vestic este mai abruptă decât aceea a versantului estic. Cursul de apă bate mai mult spre dreapta văii, lăsând pe stânga pajiști uneori destul de întinse.

Din cauza lipsei de apă, regiunea calcaroasă este foarte puțin favorabilă așezărilor omenești. Se găsesc însă numeroase sălașe și adăposturi pentru vite.

Zona cu gresii și marne din Nordul depresiunii. Înălțimile ce alcătuiesc această regiune au vârfurile rotunjite, cu pante domoale. Altitudinea lor abia trece de 800 m.

Văile ce străbat această regiune au izvoarele situate la marginea zonei calcaroase sau în Șisturile cristaline din Nordul regiunii. Numai văile ce primesc apă de sub calcare sunt adânci și bine dezvoltate, celelalte au mai mult un caracter torențial. Izvoarele din marginea calcarelor au caracter vauclyzian cu debit puternic, puțin influențat de cantitatea de precipitațiuni atmosferice. Origina lor trebuie căutată în pâraiele ce se pierd în calcare în parte de E a regiunii carstice.

Regiunea cu gresii și marne este străbătută de două văi mai importante: V. Ohaba, care izvorăște de sub Culmea Fruntea Mare din peștera Șura Mare. Ea primește pe partea dreaptă, aproape de izvor, V. Federi unită cu V. Cheia. Mai jos, pe dreapta văii, nu se mai întâlnesc decât văi scurte cu caracter torențial. Pe partea stângă V. Ohaba primește V. După Deal unită cu V. Șipote și în apropierea comunei Ponor, Valea lui Ion.

V. Fizeștiului, rezultată din confluența Văii Droptului cu V. Vrateca, primește pe partea dreaptă văile: Semărău și Grosului.

Bazinul Fizeștiului este separat de basinul Ohabei prin crestele: Măgura cu altitudinea 764 m, Dumbrăvița cu altitudinea 632 m, Murgoiul înalt de 755 m și Padeșul. Aceste două bazine colectează apa din partea de NE a regiunii studiate de noi și o drenează spre Strei.

În afară de cele două văi importante, regiunea de gresii și marne mai este străbătută de văi cu o mai mică importanță, ca: V. Stroi, V. de Corn, V. de Nucă și V. Căminului. Aceste văi au direcția de curgere dela N spre S și colectează apele din Nordul basinului, drenându-le spre Strei. În cea mai mare



parte a anului văile sunt seci și nu au apă decât în perioadele ploioase. Caracterul lor este torențial.

În lungul acestor pâraie putem face următoarele observațiuni referitoare la profilul transversal al văilor. Acolo unde stratele cad spre aval, valea este foarte largă, versantele sunt puțin înclinate. Natura rocilor favorizând alunecări de teren, se observă pe flancurile văilor relieful tipic vălurat. Pe porțiunile străbătute de vale, unde stratele înclină spre munte, valea se îngustează formând chei adânci, cu numeroase cascade.

Oferind o expoziție spre S, cu văi ferite de curenți reci, regiunea este foarte favorabilă pomiculturii. Din cauza terenului accidentat, agricultura propriu zisă este practic imposibilă. Există numai suprafețe mici, cultivate mai ales cu porumb și secară.

Zona câmpiei de piemont este caracterizată printr'un relief slab ondulat, formând un platou cu înclinarea generală dela S spre N. Ea rezultă din contopirea conurilor de dejecție și ocupă toată partea de mijloc și de S a regiunii. Fundamentul ei este alcătuit din material aluvionar adus din Masivul Retezatului de râurile ce străbat platoul dela S spre N. Localnicii numesc acest platou « Ploștină ». Zona aceasta este foarte favorabilă agriculturii, ceea ce a făcut să ia ființă numeroase așezări omenești încă din timpurile istorice cele mai vechi. La tot pasul găsim urme de civilizație veche.

Din cauza lipsei unei pânze de apă freatică superficială, actualele așezări omenești sunt grupate numai în lungul văilor și instalate chiar pe malul râurilor.

Spre N, platoul piemontez este mărginit de valea largă a Streiului, fiind separat de aceasta printr'o denivelare bruscă a terenului. În dreptul localității Pui, denivelarea este de circa 25 m.

Spre S, platoul se întinde până în versantul nordic al Masivului Retezat. Linia de separare între regiunea de șes și zona muntoasă este netă și are direcția aproximativă E-W.

În partea de S, platoul atinge altitudinea 560 m. Spre N, coboară până la 370 m.

Pe toată întinderea, zona câmpiei piemonteze este străbătută de numeroase văi. Trebuie să observăm faptul că văile mari, cu un curs de apă puternic, au izvoarele situate în Masivul Retezatului. În unele cazuri, albia actuală este săpată chiar în axul conului de dejecție, ca exemplu albia Râului Bărbat; câteodată cursul râului alunecă spre marginea conului de dejecție. Această deplasare se face de regulă spre W.

Pe tot parcursul de străbătare a conului de dejecție văile nu mai primesc afluenți. Versantele sunt abrupte sau aproape abrupte, ceea ce favorizează alunecări și prăbușiri de teren.



Văile mai importante ce străbat această regiune sunt: Râul Pietros și V. Barului în partea de E, Izvorul și Râul Bărbat în mijlocul regiunii și Râul Alb, V. Sibișelului și Râul Mare în Vestul regiunii. Cât timp parcurg câmpia piemonteză ele sunt caracterizate printr'un curs foarte regulat, aproape rectilin.

Afară de aceste văi mari, platoul este crestat de numeroase văiugi și văi fără apă. Origina acestor văi este situată în conul de dejecție. Lungimea lor este variabilă dela câteva zeci de metri până la 4—5 km, iar adâncimea variază dela câțiva decimetri până la 20 m.

Direcția de curgere este legată de panta conului de dejecție. Cele situate pe dreapta conului curg spre NNE, cele situate pe stânga conului curg spre NNW. Cu cât valea este situată mai spre marginea conului, cu atât amplitudinea unghiului format de direcția văii cu axul conului este mai mare. Faptul acesta face ca aceste văi să aibă dispoziția în evantai, punând astfel și mai mult în evidență prezența conului de dejecție. Cea mai importantă din aceste văi este aceea situată în Sudul comunei Galați.

Zona aluviunilor ocupă suprafețe mai largi sau mai înguste în lungul râurilor, pătrunzând adesea adânc în munte. Este caracterizată printr'o morfologie plană, cu ușoare denivelări în trepte, paralele cu direcția de curgere a râului. Amplitudinea denivelărilor este sub un metru. Zona de aluviuni din lungul Streiului este numită de localnici « Câmp ». Porțiunile mai ridicate sunt luate în exploatare pentru agricultură, fiind cultivate în special cu cereale. Cele joase au un caracter mlăștinos și sunt inundate periodic de revărsarea râului. Din aceste motive nu sunt cultivate, fiind folosite de localnici ca fânețe, sau sunt acoperite cu pâlcuri de arini.

Partea cea mai întinsă a acestei regiuni est formată din șesul Streiului.

Remarcăm faptul că la vărsarea afluenților în Strei se formează câteodată șesuri întinse. Relevăm șesul de la gura văilor Pietros și Crivadia, apoi cel dela gura Râului Ohaba precum și pe cel dela confluența Văii Fizești cu Streiul. Formarea acestor întinderi plane este în bună parte legată de natura petrografică a rocilor străbătute de vale, ele se formează numai la gura văilor ce străbat zona de gresii și marne, roce ușor desagregate de apă. Cantitatea enormă de aluviuni adusă în timpul viiturilor mari nu poate fi cărată în aceeași măsură de Strei, așa că materialul se depune, formând șesuri largi.

Cursul Streiului prezintă caractere interesante. Pe porțiunea dintre comunele Crivadia și Ponor, el curge aproape rectilin, fără să prezinte cotituri bruște. Intre comunele Ponor și Pui, cursul Streiului este neregulat, cu numeroase meandre. Pe acest parcurs cotiturile au adesea o amplitudine mai mare de 90°, așa că în anumite locuri apa se întoarce spre munte. Același fapt îl



relevăm și pentru V. Ohaba în sectorul dintre confluența acesteia cu V. Șipote și comuna Ponor.

Cursul neregulat al râurilor, observat în regiunea comunei Ponor, îl punem în legătură cu mișcările tectonice. Probabil că această zonă este actual în scufundare, ceea ce determină cursul ezitant al râurilor. Mai jos de comuna Pui, Streiul își reia cursul regulat și între comunele Ciopeia și Subcetate curge prin chei frumoase, săpate în Șisturi cristaline, fapt remarcat și de alți cercetători ai regiunii.

Zona pietrișurilor pliocene ocupă o fâșie îngustă în partea de S a regiunii studiate, formând primele înălțimi dinspre Masivul Retezatului. Morfologia ei este caracterizată prin creste înguste și alungite, cu văi adânci și înguste cu caracter torențial, lipsite de apă.

ISTORIC

Regiunea muntoasă a Transilvaniei a atras atenția încă din perioada eroică a studiilor geologice și a format obiectul de studiu al mai multor geologi. Cu această ocazie s'au făcut și primele studii asupra Bazinului Hațeg. Din nefericire, cele mai multe din primele cercetări au rămas în manuscris.

Urmărind desfășurarea studiilor geologice asupra regiunii, observăm două perioade. O perioadă mai veche, situată aproximativ între anii 1818 și 1892, caracterizată prin întreprinderea de călătorii geologice lungi, ce îmbrățișază într'un timp scurt suprafețe întinse. Rezultatele acestor călătorii au fost publicate ca note de călătorie și rapoarte generale, ce ating tangențial geologia regiunii studiate de noi. A doua perioadă începe dela 1892 până în prezent și este caracterizată prin studii stratigrafice detaliate și pe suprafețe reduse.

În anul 1822 P. S. BEUDANT (8) a publicat observațiile sale, făcute cu ocazia călătoriilor geologice din anul 1818, în Slovacia Centrală, Ungaria și Transilvania. În această lucrare nu se vorbește nimic special despre Bazinul Hațegului. Ea cuprinde numai o hartă generală în culori, la scara 1:1.000.000, în care, pentru Bazinul Hațegului, au fost delimitate gresii huiliere secundare. Intinderea acestor gresii a fost foarte mult exagerată spre N, acolo unde în realitate apar Șisturi cristaline. În flancul sudic al bazinului au fost delimitate: granite, gneisse, micașisturi, șisturi argiloase.

În cadrul lucrărilor pentru ridicarea hărții geologice a Ungariei și Transilvaniei, regiunea este vizitată de A. BOUË în anul 1826, care publică apoi (1833) o notă scurtă (9), la care este atașată o hartă geologică generală a Transilvaniei la scara 1:1.000.000. Pe această hartă, pentru Bazinul Hațegului au fost delimitate pentru partea de E, gresii carpatice iar pentru Nordul și Vestul basi-

nului au fost separate molase și argile terțiare, care, ca și pe harta lui BEUDANT, sunt extinse mult spre N.

Atât în harta lui BEUDANT cât și în aceea a lui BOUÉ. nu apare în evidență bazinul de scufunadre din regiunea Hațegului. Probabil că acești cercetători nu bănuiau existența lui.

Contemporan cu BOUÉ, regiunea a fost vizitată de PARTSCH (1826—1827), care în notele sale de teren, rămase în manuscris, pomeneste de cărbunii din jurul localității Bar.

M. J. ACKNER (1) în 1850 a citat zona fosiliferă dela Ohaba-Ponor, de unde a descris forma *Tornatella gigantea*.

STUR cercetează partea de S a bazinului și în 1863 a publicat (83, 84) observațiile sale asupra calcarelor dela Păroși-Peștere, pe care le-a considerat cretacice. În aceeași lucrare au fost descrise și conglomeratele roșii din regiune, considerate terțiare. STUR nu a mai găsit cărbunii citați de PARTSCH și nici punctele fosilifere pomenite de ACKNER.

În același an a apărut lucrarea de sinteză asupra geologiei Transilvaniei, publicată de HAUER și STACHE (32), care rezumă cunoștințele asupra geologiei Bazinului Hațeg până la acea dată.

În cadrul lucrărilor pentru harta geologică a Europei BÉLA v. INKEY a întreprins câteva călătorii în Bazinul Hațegului. În anul 1892 (40) a publicat rezultatele observațiilor sale. Lucrarea sa are însă ca obiectiv principal zona cristalină a Masivului Retezat. Pentru regiunea ce interesează lucrarea noastră studiile sunt limitate numai la porțiunea din jurul comunelor Râu de Mori și Sânpetru.

BÉLA v. INKEY a remarcat cele două șesuri, al Hațegului și al Streiului, pe care le-a considerat ca două terase de vârstă deosebită, ce ar fi alcătuite din fragmente rulate de șisturi cristaline și din șisturi oligocene (?), acoperite cu o pătură groasă, de mai multe picioare, de lehm. El a observat denivelarea dintre terasa Hațegului și terasa Streiului (șesul Puiului) precum și colinele ce le separă. A atras atenția că la Râu de Mori, colinele se continuă cu masivul principal al Retezatului, iar spre Ciopeia, el se continuă cu Greissul de Surianu.

Primele lucrări de stratigrafie detaliate, care se referă în mod special la Bazinul Hațegului, sunt cele făcute de HALAVÁTS JULIUS, ce au fost publicate în anii 1896, 1897 1898 (29, 30, 31). În aceste lucrări vârsta stratelor este fixată pe bază de faună fosilă locală.

În lucrarea (29) apărută în 1896, HALAVÁTS distinge următoarea succesiune:

Aluviu,

Diluviu: pietriș și lehm de terasă,

Sarmațian: sedimente argiloase,



Mediteranean: șisturi nisipoase,
Aquitaniar: conglomerat, nisip,
Cretacic superior: calcare,
Șisturi cristaline.

NOPCSA, în publicațiile sale (55—59), dovedește prezența Danianului pe bază de faună fosilă. El publică numeroase lucrări asupra Bazinului Hațeg, atât cu caracter geologic cât și paleontologic. Asupra lucrărilor lui NOPCSA vom reveni la capitolele respective.

LAUFER publică (48) lucrarea sa asupra Bazinului Hațeg, în care aduce contribuțiuni noi la studiul geologic al acestei regiuni. Lucrarea este însoțită de o hartă 1:100.000 și de numeroase profile. Fiind primul studiu monografic al regiunii, vom insista mai mult asupra lui.

Acest autor separă, în regiunea Cătuului Cioclovina, Jurasicul inferior și mediu de Tithonic-Neocomian, pe bază de floră fosilă găsită în apropierea grotei dela Cioclovina.

Zona de calcare din Estul depresiunii este atribuită Tithonic-Neocomianului, fără să facă vreo separație între ele. De aceeași vârstă sunt considerate toate ivirile de calcare din regiune.

Formațiunile Cretacicului superior sunt cercetate mai insistent, în special Senonianul este divizat amănunțit.

LAUFER arată dezvoltarea puternică a formațiunilor daniene. Totuși, se întreabă dacă depozitele groase de circa 4000 m nu cuprind în parte și Paleogen. El distinge în această formațiune două orizonturi: unul inferior cu facies de tufuri, gros de 50—60 m și unul superior cu facies fluvial-lacustru, gros de circa 4000 m.

Miocenul este tratat sumar și cuprinde numai un rezumat al lucrărilor lui HALAVÁTS și SCHAFARZIK. Pe hartă nu sunt notate toate ivirile Sarmațianului.

Alternanțele de nisip și pietriș ce apar în Sudul regiunii sunt atribuite Pliocenului.

Zona de șes din jurul localității Pui este considerată și de LAUFER ca terasa superioară a Streiului.

Ultima lucrare publicată asupra Bazinului Hațeg este aceea a lui JUSTIN GHERMAN (24), care aduce interesante contribuțiuni la studiul regiunii carstice dela NE de Pui.

În afară de lucrările citate mai sus, se cunosc și numeroase altele, ce au ca temă morfologia regiunii (E. DE MARTONNE, 51, 52, 53) precum și studii asupra Paleoliticului și Neoliticului.

STRECKEISEN (82), în sinteza sa asupra tectonicii Carpaților meridionali, vorbește numai incidental de formațiunile sedimentare ce apar în Bazinul Hațegului.



G. MACOVEI și I. ATANASIU (54) paralelizează depozitele cretaice superioare cu formațiunile din Banat, Mehedinți, Bazinul Rusca Montană, Sebeșul Săseșc, Cislădioara și Brezoi, subliniind în special importanța faunei cretacic-superioare.

STRATIGRAFIA

În regiunea studiată am deosebit din punct de vedere stratigrafic mai multe zone dispuse mai mult sau mai puțin concentric.

I. O zonă nordică, formată din Șisturi cristaline și depozite aparținând Jurasicului și Cretacicului inferior. Șisturile cristaline ce alcătuiesc această zonă formează marginile bazinului, pe care sunt depuse transgresiv rocele sedimentare.

II. O zonă intermediară, formată din conglomerate și gresii aparținând Cretacicului superior.

III. O zonă sudică ce alcătuiește partea centrală a bazinului.

I. ZONA NORDICĂ

A) ȘISTURILE CRISTALINE

Cu studiul Șisturilor cristaline ne-am ocupat numai în măsura în care acestea formează cadrul bazinului sedimentar.

Primele studii detaliate asupra Cristalinelor din regiunile învecinate au fost făcute de BELA V. INKEY (40) și SCHAFARZIK (73, 74).

Lucrarea lui F. NOPCSA (59) apărută în 1905 nu este decât un studiu sintetic al cunoștințelor până la acea dată.

L. MRAZEC face clasificarea Șisturilor cristaline, deosebind Grupul I (formațiuni de micașisturi și gneise micacee) de Grupul II (formațiuni de șisturi sericitoase și cloritoase) iar MURGOCI s'a ocupat mai ales cu problemele tectonice, distingând o Pânză getică.

N. GHERASI, G. MANOLESCU și G. PALIUC au publicat monografiile detaliate din partea de S a regiunii studiate de noi.

Șisturile cristaline, ce încadrează regiunea noastră la N, E și S, aparțin seriei mai puternic metamorfozate (Grupul I MRAZEC) și iau parte la alcătuirea Pânzei getice (MURGOCI).

Rama de N a regiunii studiate de noi este formată aproape în întregime din gneise oculare roșii cu mult biotit. Masivul de gneiss este străbătut de numeroase filoane de pegmatit.

Cristalele de ortoază sunt de culoare roșie și ating uneori dimensiuni de câțiva centimetri.



În masa formațiunii de gneiss se observă zone în care procentul de biotit este foarte ridicat. Din această cauză, roca prezintă o culoare vântată negricioasă. Faptul acesta se poate observa mai ales către periferia masivului. Spre mijlocul masivului cantitatea de biotit scade iar cristalele de ortoză ating dimensiuni foarte mari.

În dreptul localității Ohaba de sub Piatră, direcția cutelor de gneiss este NE—SW. Spre E de această localitate, direcția lor se schimbă treptat și devine E—W, pentru ca în Plaiul Dracului să revină NE—SW.

Căderea gneissului este spre bazin; ea este exagerată, apropiindu-se de verticală.

La E de Vârful Țifla apar micașisturi cu biotit care formează o zonă continuă până în partea de E a Culmii Matușoni. Ele conțin cristale mari de granat, al căror diametru ajunge până la 8—10 mm.

În partea de E a regiunii studiate, în lungul Văii Pietros, apare gneiss cu feldspat de culoare albă și mică neagră. Textura acestui gneiss este mărunț grăunțoasă. El este mai compact decât gneissul roșu și nu prezintă semne de alterare.

În partea de S a regiunii la Crivadia, Râul Bărbat, Mălăești și Coroești, deosebim gneiss alb pestriț și amfibolite. Filoane subțiri de pegmatit se observă și în aceste gneisse.

Micașisturi cu biotit apar la Nucșoara, Hobîța, Uric și Valea Lupului.

La W de satul Nucșoara, formațiunile Pânzei getice se curbează spre N și dispar sub Sedimentarul basinului. Tot aci, de sub pânză, apare Autohtonul, care la Gureni se prezintă alcătuit din șisturi clorito-sericitice caracteristice seriei epizonale, spre deosebire de Șisturile cristaline ce alcătuiesc Pânza getică, care aparțin rocilor de tip cata-mesozonal.

Iviri de Cristalin în interiorul bazinului. Între comunele Păroși-Peștere și Coroești, în creasta Măgura apare o lentilă de gneiss alb cu biotit, a cărei direcție este aproximativ E — W. În partea de S a acestei lentile, feldspatul gneissului este puternic sericitizat.

La confluența Văii Ciuta cu Valea Streiului apar micașisturi cu biotit ce se pot urmări în susul Văii Ciuta pe o distanță de circa 200 metri.

La N de comuna Barul Mare, deasupra carierei de nisip alb sunt scoase la iveală dealungul a două falii, două lentile de micașisturi cu biotit. Aceste iviri sunt vizibile numai pe câteva zeci de metri lungime și câțiva metri lățime.

Pe poteca ce urcă din satul Federi spre Liorda, aproape de creastă, apar fragmente colțuroase de micașisturi. Probabil că sunt scoase în lungul faliei Liorda-Zapodiu. Cu toate cercetările amănunțite întreprinse, nu am găsit strate de micașist scoase la zi.



B) JURASIC

În partea de E a basinelui, începând dela Cioclovina până la Barul Mare, apoi în diferite puncte pe marginea de S a regiunii studiate (Barul Mare, Valea Lupului, Șerel, Coroești, etc.) apar la zi depozite mesozoice vechi, reprezentate prin conglomerate, gresii și calcare. Aceste depozite sunt dispuse transgresiv peste Cristalin și au fost considerate de cercetătorii anteriori ca aparținând Cretacicului (HALAVÁTS, 31), Tithon-Neocomianului (NOPCSA, 56) sau Lias-Dogger-Tithon-Neocomianului (LAUFER, 48).

În aceste formațiuni am deosebit două cicluri de sedimentare: primul reprezentat prin depozite aparținând Liasic-Doggerului și Malmului, al doilea cuprinzând Cretacicul inferior.

1. LIASIC

În jurul localității Cioclovina, J. HALAVÁTS (31) a descris o serie de conglomerate și gresii, pe care le-a considerat superioare calcarelor. Bazat pe această ipoteză și pe asemănarea lithologică, ce o atribuie acestor formațiuni, cu gresiile cenomanian-turoniene ce apar în jurul localității Fizești, acest autor le-a considerat ca aparținând Cretacicului superior. Pentru susținerea ipotezei sale, HALAVÁTS nu posedă niciun argument paleontologic.

În 1924, LAUFER (48) a indicat cu multă precizie în apropierea grotei dela Cioclovina un punct fosilifer, de unde a descris următoarea floră fosilă

Cladophlebis lobifolia PHILLIPS

Cladophlebis cf. *denticulata* BRONGN.

Cladophlebis roeserti PRESL.

Cladophlebis raciborskii ZEILLER

Dictyophyllum acutilobum BRAUN

Taeniopteris sp.

Sagenopteris cf. *rhoifolia* PRESL.

Baiera lindleyana SCHIMP.

Ctenis orovilensis FONTAINE

Pterophyllum sp.

Cheirolepis muensterii SCHIMP.

Flora fosilă de mai sus a fost găsită într'o gresie fină fluviatil-lacustră, ce stă la baza unui complex de conglomerate și gresii marine. Bazat pe aceste plante fosile, LAUFER (48) atribuie acestor strate vârsta liasică.

Gresiile liasice sunt cantonate numai în Sudul localității Cioclovina, ocupând o arie limitată. Ele dispar repede sub conglomeratele doggeriene. Noi am indentificat aceste gresii între cătunul Cioclovina și abruptul calcaros al



Dealului Arsului, pe V. Luncani, unde se întâlnesc gresii albe, fine, cu stratificație încrucișată, care se reazimă discordant pe Cristalin și stau la baza unor conglomerate mărunte.

2. DOGGER

Deasupra orizontului fluviatil-lacustru, LAUFER (48) descrie un orizont marin subțire, din care citează Belemniti canaliculați, nedeterminabili specific și un spicul de *Rhabdocidaris copeoides*. Pe baza acestor fosile, precum și pe faptul că gresia fluviatil-lacustră ce cuprinde flora fosilă liasică, stă în baza acestui orizont, el atribuie aceste strate Doggerului. În adevăr, peste gresia continentală urmează, dispusă transgresiv, o serie de conglomerate mărunte, gresii grosiere și gresii fine.

Seria de conglomerate și gresii se poate urmări în partea de N a regiunii, începând de sub Cioaca Loitrii, pe la N de Dealul Arsului, apoi pe la Vestul și Nordul Vârfului Feții până în V. Ponorâciului, unde se efilează și dispare sub calcare. În afară de această zonă continuă, se mai observă două iviri de gresii doggeriene: una sub calcarele din Vârful Țifla și alta sub calcarele din Piatra Roșie.

Aria de răspândire a acestor formațiuni este mult mai întinsă decât a gresiilor liasice, ele întinzându-se transgresiv și pe Cristalin.

Grosimea complexului de conglomerate și gresii este de circa 100 m.

Conglomeratele din partea inferioară a Doggerului sunt compacte. Culoarea lor este albă-gălbui. Megascopice se pot observa elemente bine rotunjite de cuarțit vânat. Diametrul fragmentelor de cuarțit este cuprins între 0,3—1,5 cm. În afară de cuarțit se mai disting fragmente de micașist și foițe mari de mică albă. Spațiul dintre elementele grosiere este umplut cu granule de mică albă și cuarț de diferite mărimi.

Materialul rulat al conglomeratului este mai grosier către baza formațiunii: pe măsură ce ne apropiem de partea superioară, el devine din ce în ce mai mic, iar conglomeratul trece într-o gresie grosieră, apoi într-o gresie fină, care la rândul său trece treptat în « gaize ».

Conglomeratele sunt lipsite de resturi organice, care apar abia în gresiile fine și sunt în majoritate rău păstrate. Probabil că în aceste gresii, LAUFER a găsit resturile de Belemniti canaliculați și spiculul de *Rhabdocidaris copeoides*.

În gresiile fine din partea superioară a seriei, noi am găsit un *Entolium renevieri* (OPPEL) care este caracteristic pentru Dogger (Bathonian).

Examinând la microscop materialul fin al conglomeratelor, se observă că granulele nisipului sunt angulare sau subangulare. În constituția lui, cuarțul intră cu un procent foarte ridicat, peste 95 %. El prezintă extincție ondulatorie.



Muscovitul apare în cantități destul de mari, sub forma de lamele fasciculate îndoite, ceea ce denotă că roca a fost supusă presiunii.

Afară de componenții citați mai sus, mai apar granule de microclin, ce se recunosc prin structura în ostețe, tipică pentru acest mineral. Ceva mai rar, apare plagioclazul, care este în parte sericitizat. Foarte rar apar granule de zircon, turmalină, biotit alterat.

Cimentul conglomeratului este format din calcedonie și limonit.

Examinând la microscop gresiile din partea superioară, se observă că predomină elementele angulare, cele subangulare fiind mai rare. Majoritatea granulelor este alcătuită din cuarț, ce prezintă extincție ondulatorie. Muscovitul apare cu un procent mai ridicat decât în cazul conglomeratelor; fragmentele de mică sunt însă mai mici. Nu se observă prezența microclinului, a plagioclazului și nici a sericitului.

Cimentul gresiei este format din calcedonie și cuarțină. În el se pot observa plaje de limonit și biotit alterat.

3. MALM

a) CALLOVIAN — OXFORDIAN

Inceputul Jurasicului superior este marcat prin depuneri de gaize și spongolite. Prezența acestor formațiuni a scăpat observațiilor cercetătorilor anteriori ai regiunii. Ele sunt în continuitate de sedimentare cu gresiile doggeriene. Nicăieri nu am observat o trecere tranșantă dela gresiile fine la rocele ce conțin spiculi de Spongieri. Aria lor de răspândire este aceeași cu a gresiilor ce aparțin Doggerului.

Gaizele se prezintă ca depozite fine, de culoare galbenă spre roz. Ele sunt puternic diaclazate. La partea inferioară, roca este poroasă și mai grosieră. Câteodată se observă vinișoare de calcit, pe când la partea superioară roca devine compactă și cu spărtură concoidală. În același timp culoarea din gălbuie devine roz.

La microscop se observă că roca este formată din material heterogen, prins într'un ciment în care predomină calcedonita.

Granulele de cuarț au dimensiunile cuprinse între 45—85 microni, conturul lor este pronunțat angular. În afară de cuarț, se mai observă în rocă fragmente de muscovit.

Spiculi de Spongieri silicioși aparțin, după SOLLAS, următoarelor forme fundamentale: monoaxoni, triaxoni, poliaxoni și sferici. Formele mai numeroase sunt cele sferice și monoaxonii.



Materia organică și opalul spiculului sunt înlocuite prin calcedonită și în unele cazuri prin cuarțină. Calcedonita face corp comun cu cimentul rocei. Canalul spiculului este umplut cu limonit.

În lumină paralelă, conturul lor se distinge foarte bine; cu nicolii încrucișați desenul lor dispare, rămâne vizibil numai canalul.

Spiculi de Spongieri nu sunt răspândiți uniform în masa rocei. În partea inferioară a depozitului ei sunt mai rari; numărul lor crescând spre partea superioară, roca devine un spongolit tipic.

Radiolarii apar mai rar, lipsind din unele secțiuni. Formele ce se pot observa aparțin grupului *Caenosphaera*.

Cimentul rocei este format din calcedonită, cuarțină și opal. În el se pot distinge plaje brune de limonit și biotit.

Limonitul mai apare și în sferule cu dimensiuni cuprinse între 50—82 microni.

Chertele. Pe fondul gălbui sau roșiatic al rocei, chertele se detașează prin culoarea galben-deschisă, aproape albă, sau numai printr-o nuanță mai deschisă a culorii rocei. Duritatea este mai mare decât a rocei în care sunt cuprinse, iar structura este fină și compactă, câteodată corneană. Nu se pot detașa din rocă, cum este cazul concrețiunilor de silex din depozitele de cretă, întrucât la periferie chertele trec gradat la structura gaizei sau spongolitului normal. Spre centru sunt porțelanoase, translucide și amintesc spărtura silexului.

Unele sunt mici, abea vizibile cu ochiul liber, altele ating dimensiuni importante. Chertele sunt mai rare și mai mici în baza depozitului, numărul și mărimea lor crește către partea superioară.

La microscop se observă că în constituția chertelor predomină calcedonită, spiculi de Spongieri și opal, în asociație intimă. Datorită cantității mari de calcedonită, chertele sunt diferențiate de restul rocei.

Materialul detritic este mult mai redus decât în restul rocei. Granulele de cuarț și de mică sunt foarte rare, aproape lipsesc. Deasemenea lipsesc plajele de limonit, biotit, precum și sferolitele.

Spre periferia chertei, cantitatea de calcedonită scade, în schimb cantitatea de material detritic crește. Câte odată trecerea dela chertă la rocă este netă, de cele mai multe ori trecerea se face gradat așa că aproape nu pot fi distinse de restul rocei.

Grosimea complexului de gaize și spongolite atinge 60 m.

b) KIMMERIDGIAN

Pe V. Vrăteca, mai sus de Pârâul Grazionii, apar strate de calcar fin, de culoare roz. Aceste strate se pot urmări în partea de N a bazinului studiat de

noi, paralel cu gresiile doggeriene; raportul lor cu acestea este concordant. Grosimea lor nu trece de 40—50 m.

Și aceste formațiuni au scăpat observațiilor cercetărilor anteriori. HALAVÁTS, NOPCSA și LAUFER le înglobează în formațiunile tithonice.

Calcarele kimmeridgiene se prezintă în mase compacte, colorate uniform. Cu ochiul liber se disting vinișoare subțiri de calcit și hematit. Datorită fineții materialului, aceste calcare se lustruesc foarte frumos.

Adesea apar stratificate, astfel că poziția lor se poate măsura în câteva puncte.

Către partea superioară ele trec gradat în calcare de mare puțin adâncă, pe care le vom considera tithonice. Datorită acestui fapt, formațiunea kimmeridgiană nu poate fi separată pe hartă de cea tithonică.

Calcarele kimmeridgiene sunt foarte sărace în resturi organice. Nu am găsit decât un rest nedeterminabil de *Belemnites*, care nu se poate izola din rocă.

Examine la microscop în secțiuni subțiri, calcarele kimmeridgiene arată că sunt formate din fragmente uniforme, foarte fine și din cristale de CO_2 Ca. Din loc în loc apar sferule foarte mici, formate din același material. Este probabil ca aceste sferule să reprezinte urmele lăsate de Radiolari, a căror silice a fost înlocuită diagenetic prin calcită. Finețea materialului este un indiciu că aceste calcare s'au depus într-o mare adâncă.

Grosimea Kimmeridgianului este de circa 40 m.

c) TITHONIC

Ivirile de calcare ce apar în regiune au fost considerate de cercetătorii regiunii, pe rând, ca aparținând Cretacului inferior (HALAVÁTS, STUR), Tithonicului (NOPCSA) Tithon-Neocomianului (F. LAUFER), Tithonicului sub facies de Stramberg (J. GHERMAN). Vârsta acestor calcarere a fost stabilită numai pe bază de asemănări lithologice cu formațiuni sigur tithonice din alte regiuni.

Ca faună fosilă F. LAUFER citează un singur *Belemnites* cf. *pistiliiformis* și Radiolari. J. GHERMAN citează următoarele specii de Corali din dealul Copanca din apropierea grotei dela Cioclovina: *Heliastrea* cf. *lyfolensis* MICH.; *Aplosmilia nuda* Koby; *Aplosmilia thurmanni* Koby; *Kladophilia ramea* Koby.

Calcarele tithonice din regiunea studiată de noi se caracterizează prin structura lor masivă, fără nici o urmă de stratificare, ceea ce îngreunează foarte mult urmărirea și cartarea lor pe teren.

Culoarea lor este albă, gălbue, roz, iar spărtura este așchioasă, câteodată conchoidală. Calcarele albe, mai ales, prezintă un aspect porțelanos. Ele sunt puternic brecifiate pe alocuri. Fragmentele brecioase sunt recimentate cu hematită și limonită, mai rar cu calcită. Din cauza prezenței hematitei, câteodată în cantități mari, breiciile calcaroase au culoarea roșie intensă.

Resturile organice sunt intim legate de cimentul rocei, așa că nu se pot detașa pentru a fi studiate. Câte odată ele apar în relief la suprafața rocei, datorită diferenței de solubilitate în apă a cimentului față de materialul din care sunt alcătuite fosilele.

Morfologia regiunii în care apar calcarele tithonice este caracterizată prin chei înguste și relief foarte neregulat din cauza formării a numeroase doline (cățane).

Zona de dezvoltare maximă a calcarelor tithonice din regiunea studiată de noi este situată aproximativ la N și la E de linia Fizeștii de Sus—Federi—Ohaba-Ponor—Ponor. În această regiune ele formează fâșii orientate NE—SW, ocupând flancurile sinclinalelor, sau apar în bolta anticlinalelor.

Dintre fâșiile de calcar tithonic mai importante cităm: Dealul Padeș—Vârful Plopilor, V. Lunca Ohăbii și Dealul Dreptului—Ticera Pinului.

Afară de regiunea menționată, calcarele tithonice mai apar în câteva puncte în Sudul regiunii. Cel mai important punct din această zonă este Piatra Muștelor, unde calcarul apare ca o lamă aproape verticală. Vârfurile ascuțite și panta aproape verticală a Pietrei Muștelor contrastează cu relieful domol al regiunii înconjurătoare și atrage ușor atenția cercetătorului.

Mai apar două lentile mici, de câteva sute de metri pătrați, la Șerel și anume pe partea stângă a Văii Lazului și una la Suseni la 600—700 m spre E de ruinele cetății.

Calcarele tithonice reprezintă un facies litoral, coraligen, oolitic.

Recifi de corali bine dezvoltați apar în V. Lunca Ohăbii, Dealul Copanca și în calcarele de sub Cioaca Loitrii. Majoritatea calcarelor prezintă o structură oolitică ce nu se poate distinge cu ochiul liber.

Calcarele tithonice, examinate la microscop, arată o variație pe verticală, a structurii.

Calcarele roșii din baza formațiunii prezintă o structură pseudo-oolitică, vizibilă la microscop și care nu se poate distinge cu ochiul liber.

În cazul calcarelor tithonice roșii pseudo-oolitele sunt mici, cu diametrul cuprins între 100-105 microni. Unele mai păstrează ceva din vechea structură concentrică; nucleul însă nu mai este vizibil. În ce privește forma exterioară, parte din ele au conturul sferic, cele mai multe se prezintă cu o formă poligonală neregulată. Aceste transformări se datoresc probabil presiunilor mari la care au fost supuse calcarele. La suprafața unora dintre pseudo-oolite se distinge o pătură subțire de hematit.

Pseudo-oolitele sunt cimentate cu carbonat de calciu criptocristalin. Adesea se pot observa însă zone de calcită frumos cristalizată.

În cimentul de carbonat de calciu se observă vinișoare și plaje de hematit, care sunt cu atât mai numeroase cu cât calcarul este mai roșu.

În secțiunile subțiri se observă numeroase urme de Corali.



Calcarele roz și gălbui urmează stratigrafic deasupra calcarelor roșii. La microscop se observă oarecare modificări în ceea ce privește structura lor. Printre pseudo-oolite se observă apariția de oolite tipice cu structură concentrică și radiară, precum și oolite cu un început de recristalizare parțială, în care se observă dispariția structurii.

În ceea ce privește raportul dintre numărul de pseudo-oolite la numărul de oolite se observă că în parte inferioară a stratului numărul pseudo-oolitelor este mai mare de cât al oolitelor. Către partea superioară a stratului raportul este inversat.

Particulele sunt cimentate ca și în cazul precedent cu calcită. Vinișoarele și plajele de hematit sunt mult mai rare.

Asupra modului cum au luat naștere pseudo-oolitele, părerile cercetătorilor sunt împărțite. Chiar același autor explică formarea lor în mai multe feluri.

Nu vom extinde acest capitol întrucât numărul mare de ipoteze emise ar da loc la numeroase discuții, ceea ce ne-ar depărta de la obiectivul propus în lucrarea de față.

Dintre ipotezele¹⁾ emise de: J. G. BORNEMAN, F. ZIERKEL, H. B. WOODWARD, L. CAYEUX, cele care par să rezolve în parte problema noastră ar fi ipotezele emise de cel din urmă.

CAYEUX admite mai multe ipoteze, dintre care vom cita două ce convin observațiilor noastre (12).

Prima ipoteză pe care o cităm este aceea în care CAYEUX admite formarea structurii pseudo-oolitice, unui început de cristalizare a nămolurilor calcaroase. În acest caz se produc agregate sferice, elipsoidale sau neregulate de microcristale de carbonat de calciu, înconjurate de o masă cristalizată, care macroscopic se pot confunda cu calcarele oolitice veritabile.

În altă ipoteză CAYEUX este de părere că pseudo-oolitele provin prin strugerea unei structuri primare oolitice, datorită recristalizării carbonatului de calciu. El observă că în acest caz oolitele pierd structura lor caracteristică (un nucleu înconjurat de pături concentrice de carbonat de calciu) prin recristalizarea carbonatului; în caz când nucleul este format dintr'un fragment de carbonat de calciu dispăre și acesta. Forma exterioară a oolitului se păstrează mai mult sau mai puțin. Această transformare, după afirmațiile lui CAYEUX, este foarte frecventă.

Din studiul microscopic al diverselor tipuri de calcare tithonice care apar în regiunea noastră se observă că în baza depozitelor apar calcare pseudo-oolitice, apoi calcare cu structură mixtă pseudo-oolitică — oolitică, iar către partea superioară calcare oolitice tipice.

¹⁾ Citate după L. CAYEUX.

Cunoscând că acest fel de formare al calcarelor este caracteristic pentru mări puțin adânci, concludem că marea dela sfârșitul Malmului este o mare puțin adâncă.

Luând în discuție ipotezele lui CAYEUX, se observă că între cele două moduri admise pentru formarea pseudo-oolitelor există deosebiri esențiale.

Pentru primul caz, materialul primar din care au luat naștere pseudo-oolitele este reprezentat printr'un precipitat de carbonat de calciu, care prin cristalizare parțială formează acele diferențieri sferoidale denumite pseudo-oolite.

În cazul al doilea, materialul primar este format din oolite, care degenerează prin recristalizare în pseudo-oolite. Credem că în cazul al doilea aceste pseudo-oolite ar trebui să fie numite oolite degenerate.

În ceea ce privește oolitele la care se observă o porțiune microcristalizată care nu mai prezintă structura concentrică, credem că această depunere s'a produs după formarea oolitului când acesta rămâne în repaos și nu mai este deranjat de agitația apei.

În concluzie, calcarele studiate de noi prezintă următoarele feluri de structură: structură pseudo-oolitică, structură mixtă pseudo-oolitică plus oolitică, structură oolitică.

Asupra locului unde s'au format aceste calcare, credem că ele iau naștere într'o mare puțin adâncă. Oolitele formându-se chiar în zona litorală, unde marea este agitată de valuri, pseudo-oolitele iau naștere într'o mare ceva mai adâncă unde agitația superficială a apelor nu se mai face simțită.

Prezența recifilor de Corali este observată numai deasupra calcarelor pseudo-oolitelor; acest fapt ne face să afirmăm că la sfârșitul Malmului fundul mării este în continuă ridicare.

Calcarele albe cu aspect zaharoid sunt formate numai din oolite. Cu ochiul liber structura lor nu se poate distinge pe spărtura proaspătă. Ea devine vizibilă pe suprafețele care au fost supuse agenților fizico-chimici externi.

Oolitele au diametrul cuprins între 600—800 microni. Nucleul lor este distinct și format în majoritatea cazurilor dintr'un fragment de calcită sau un rest de cochilie. În secțiuni subțiri, oolitele cu nucleul din calcită prezintă un contur circular, celelalte fiind elipsoidale.

La exteriorul oolitelor se observă adesea formarea de calcită secundară microcristalizată. Structura internă a oolitelor este concentrică și radiară.

În masa rocei, printre oolite bine dezvoltate se observă și fragmente de oolite.

La calcarele roșii și galbene granulele pseudo-oolitice și oolitele nu se ating, în calcarele albe se observă că oolitele sunt lipite unele de altele.

Cimentul care este format din calcită, ocupă un spațiu foarte redus.



Prezența Coralilor, precum și structura oolitică, arată că aceste calcare s'au depus într-o mare puțin adâncă.

Urmărind variațiunile de facies, începând din Dogger și până în Tithonic, se observă că în timpul ciclului de sedimentare Dogger-Tithonic, marea a atins maximum de adâncime în Callovian-Oxfordian. Sfârșitul Tithonicului este marcat prin exondarea regiunii și instaurarea unei faze continentale, ce a durat, după toate probabilitățile, până la începutul Barremianului.

C) CRETACIC INFERIOR

1. VALANGINIAN-HAUTERIVIAN

a) DEPOZITE REZIDUALE

Cu depozitele tithonice se încheie primul ciclu de sedimentare. După retragerea apelor marine regiunea este expusă eroziunii și în același timp începe sedimentarea depozitelor continentale, reprezentate prin sedimente reziduale și gresii.

În monografia sa, F. NOPCSA nu vorbește nimic despre aceste depozite, J. HALAVÁTS se ocupă foarte puțin de ele, iar LAUFER (48) le consideră ca alcătuind baza Cenomanianului.

Depozitele reziduale nu formează strate continue, ci alcătuiesc acumulări lenticulare cu grosime și întindere variabilă, ocupând mai ales excavațiunile reliefului de altă dată.

Culoarea lor este foarte diferită, chiar în același depozit se disting varietăți colorate diferit. Cele mai numeroase sunt depozitele colorate în roșu închis și vișiniu, mai puțin frecvente sunt cele colorate în roșu deschis, sângerieu, ocru și galben. Foarte rare sunt varietățile colorate în cenușiu și alb.

Varietățile de roce reziduale sunt foarte diaclazate și se desfac în fragmente, uneori paralelipipedice, alteori neregulate, cu muchiile și colțurile foarte pronunțate. Forma lor amintește coloanele ce se diferențiază în solurile argiloase, debazificate.

Pe spărtură prezintă culori albastre, cenușiu-închis sau negre, datorite probabil separațiunii oxizilor de mangan.

La suprafața depozitului, bauxitele sunt foarte friabile. În adâncime devin mai dure și mai greu de sfărâmat.

Câteodată se observă megascopice, în masa rocei, sferule de hematit precum și vinișoare albe. Deși formate pe seama calcarelor, conțin cantități extrem de mici de carbonat de calciu.

Varietățile galbene și albe sunt mai puțin diaclazate și prezintă o spărtură neregulată pământeasă.



Studiul microscopic. Examinată la microscop în secțiuni subțiri, în lumină paralelă, se observă că roca este formată dintr'o masă argilooasă și foarte mult hidroxid de fer în granule submicroscopice.

În această masă, se disting sferolite roșii cu nuanțe deosebite de aceea a masei fundamentale a rocei și cristale mici transparente de culoare albă-cenușie-aurie.

Concrețiunile sferulitice au dimensiuni cuprinse între 48—50 micrometri. În secțiune, prezintă contur circular sau ovoid. Foarte rar se poate observa poate o structură concentrică oolitică.

La periferia sferulitelor se observă adesea o peliculă subțire, formată din material colorat cu nuanțe diferite de aceea a sferulitului și a masei fundamentale.

La unele varietăți de bauxite, culoarea sferulitelor este identică cu aceea a masei fundamentale, de cele mai multe ori însă ea este mai închisă. Mai rar apar sferulite cu nuanțe deschise, rare de tot sunt concrețiunile incolore.

Câteodată se observă că sferulitele sunt asociate mai multe la un loc, formând agregate de sferulite de dimensiuni mai mari. Acest fapt ne face să credem că cel puțin în parte materialul ce formează depozitul a fost remaniat.

Masa rocei este străbătută de vinișoare foarte subțiri de culoare albă, formate din cristale aciculare orientate perpendicular pe lungimea vinelor. Aceste vinișoare ocolesc sferulitele și nu se observă o traversare a lor. Din cauza dimensiunilor foarte reduse a cristalelor, determinarea lor la microscop este practic imposibilă. Ceeace se poate observa cu certitudine sunt următoarele: cristalele izolate prezintă extincție aciculară iar vinișoarele arată că sunt alcătuite din material cristalizat.

Vârsta și originea depozitelor reziduale. Depozite de bauxit sunt semnalate în formațiuni de vârstă foarte diferită, din Paleozoic până în Cuaternar, asociate cu roce continentale, lacustre, eruptive; metamorfice.

Geologii sovietici descriu depozite de bauxit din: Silurian, Devonian, Carbonifer; în Germania se cunosc bauxite în depozitele triasice; în Franța, Italia, Serbia și în țara noastră ele sunt situate imediat deasupra calcarelor jurasice; apoi mai sunt semnalate depozitele senoniene (Istria), eocene, oligocene, cuaternare. În America sunt descrise bauxite formate pe seama rocilor eruptive, iar în India se citează depozite de bauxite formate fie pe seama rocilor bazaltice, fie pe seama granitelor biotitice, a diabazelor și a dioritelor.

Geneza depozitelor reziduale. Asupra genezei depozitelor reziduale au fost emise diferite ipoteze, pe care le enumerăm în cele ce urmează.



Ipoteza originii marine. ARHANGELSKY citează prezența în depozitul de bauxit dela Itvel (Urali) a unui *Favosites*. Prezența acestei fosile bine păstrate îl face să considere bauxitele din acea regiune de origine marină.

Originea hidroxizilor de aluminiu și fier ar putea fi însă căutată pe continent, de unde suspensiunile fine de hidroxizi au fost aduse în mări. Aci, prezența electroliților a determinat precipitarea și depunerea lor pe fundul mării, înmăbind și fosila găsită de ARHANGELSKY.

Ipoteza originii metasomatice. S. MEUNIER admite pentru bauxitele formate pe calcarele din Sudul Franței, o origine metasomatică. El presupune că, în perioadele de exondare a masivelor calcaroase, soluțiunile apoase de clorură de aluminiu sau sulfat de aluminiu ar fi putut să reacționeze cu carbonatul de calciu din calcare. Clorura de calciu și sulfatul de calciu, ce au luat astfel naștere, au fost spălate de apele curgătoare în timp ce hidroxizii de aluminiu, care sunt insolubili, se concentrează pe loc.

Această ipoteză, care a fost admisă de SZÁDECZKY și PAULS pentru bauxitele din Munții Bihorului, nu poate fi valabilă din motive geologice.

Ipoteza reziduiului insolubil se bazează pe observația că unele calcare conțin ca impurități hidroxizi de aluminiu și fier, în cantități apreciabile. Prin disolvarea carbonatului de calciu, într'un climat umed, reziduiul insolubil alcătuit din hidroxizi fie că se acumulează pe continent în depresiuni mici, fie că este dus de apele curgătoare până în bazinele marine, unde este depus.

Așa dar, în lumina acestei ipoteze, bauxitele marine nu ar fi decât un produs rezidual, alcătuit din hidroxizi de aluminiu și fier, ce intră în constituția calcarelor.

Ipoteza genezei depozitelor reziduale prin degradarea lateritelor. LAPPARENT admite că bauxitele, legate de calcare, sunt formate pe seama unor laterite vechi, ce ar fi luat naștere sub un climat tropical.

El generalizează ipoteza amintită și pentru bauxitele din Spania, Franța, Italia și Republica Populară Română.

CAVINATTO presupune, că după lateritizarea materialului fin rămas de pe urma solubilizării carbonatului de calciu din calcare, s'a produs o sortare a materialului prin transportul făcut de apă. Concentratele de hidroxizi de fer și aluminiu, rezultate astfel, sunt depuse în excavațiunile terenului, dând naștere depozitelor de bauxit.

După același autor, multe din bauxitele actuale sunt vechi depozite lateritice care au fost levigate de silice sub acțiunea soluțiunilor de carbonați alcalini.



Ipoteza eoliană admite sortarea materialului fin, din laterite, după densitate și mărimea particulelor în timpul acțiunii de transport prin vânt a materialului. Hidroxizii de aluminiu și fei ar fi astfel concentrați și depuși în pături subțiri la suprafața uscatului. Prin apa provenită din precipitațiuni, materialul format ar fi apoi transportat și depus în depresiuni sau bazine marine.

Ipoteza genezei hidrotermale a fost emisă de LOTTI. M. AUGÉ (5) admite o origine geizeriană pentru bauxite. COQUART presupune că s'ar fi format sub acțiune fumaroliană.

Din ipotezele expuse până aci, niciuna nu explică suficient geneza bauxitelor.

Presupunând o fază lateritică în geneza bauxitelor, se admite *a priori* existența unui climat umed și foarte cald (tropical) fără alte dovezi concrete.

Dacă bauxitele iau naștere ca urmare a unor procese de degradare a lateritelor, ar urma ca în apropierea lor să se găsească depozite lateritice. Astfel de depozite nu sunt citate decât în cazul bauxitelor legate de rocele eruptive (FOX). În regiunile cu climat tropical nu se întâlnesc actual laterite formate pe socoteala calcarelor.

Cercetând literatura de specialitate, se observă că în regiunile tropicale lateritele și bauxitele sunt legate de orice rocă ce conține silicați bazici, pe când bauxitele semnalate în regiunile cu climat temperat și mediteranian sunt legate de roce calcaroase, fără ca să mai fie semnalată prezența lateritelor.

În zona de alterare a scoarței terestre, prin hidroliza silicaților, favorizată de umiditate și temperatură, se pun în libertate cationi alcalini cu formarea de baze, ceea ce determină reacția alcalină a soluțiilor rezultate. Alcalinitate soluțiilor este tamponată de acizii humici.

Pentru regiunile tropicale umede, temperatura ridicată și umiditatea excesivă favorizează la maximum procesele de hidroliză. În același timp este favorizată descompunerea oxidativă a materiei organice vegetale, prin acțiunea intensă a microorganismelor, substanțele organice fiind mineralizate până la bioxid de carbon, amoniac și apă. Efectul de tamponare a acizilor humici este inexistent, astfel că reacțiunea soluțiilor care circulă rămâne mai mult sau mai puțin alcalină.

Mediul acesta alcalin favorizează mobilizarea silicei, în timp ce hidroxizii de aluminiu și fer pot să fie precipitați, formându-se alite (laterite și bauxite). Aceasta explică faptul că în regiunile tropicale lateritele și bauxitele sunt formate pe roce silicate diferite.

Pentru regiunile temperate, unde procesele oxidative ale substanței organice vegetale nu merg până la descompunerea totală a substanței organice vegetale, unde se produc acizi humici în abundență, alcalinitatea soluțiilor

este tamponată prin legarea bazelor în humați, așa că soluțiunile care circulă au pH mai mic decât 7.

Mediul acid, împiedecând mobilizarea silicei, favorizează formarea sialitelor.

Din aceste cauze, în zonele cu climat mediteranian, formarea rocilor bogate în hidroxizi de aluminiu și fer este împiedecată, cu excepția regiunilor calcaroase.

În urma solubilizării carbonatului de calciu, pe seama unor calcare ce conțin ca impurități cantități mai mari de silicați, sub un regim cu un climat mediteranean, rămâne un reziduu roșu, format în majoritate din hidrosilicați de aluminiu și fer. Alcalinitatea soluțiilor care circulă prin acest reziduu este menținută de excesul cationilor de calciu, neutralizând ai acizilor humici ce eventual iau naștere din descompunerea substanței organice vegetale. Condițiunile pentru mobilizarea silicei fiind îndeplinite, silicea este levigată, reziduuul se îmbogățește în hidroxizi de aluminiu și fer, ceea ce duce la formarea bauxitelor.

Așa dar, una din cauzele care determină formarea bauxitelor în regiuni cu climat mai rece decât cel tropical trebuie căutată în legătură cu existența calcarelor.

Dealtfel, se observă că depozitele de bauxite din Europa sunt legate în majoritate de formațiunile calcaroase jurasico-cretacice.

Această afirmație este în acord cu principiile alterării izoelectrice enunțate de SANTE MATSON, care prevede o mobilizare a părții acidoide (acid silicic) a complexului argilos, ori de câte ori alcalinitatea soluției din sol corespunde unei valori pH mai mare decât cea corespunzătoare punctului izoelectric al complexului argilos.

În acord cu aceasta, SANTE MATSON arată că în solurile roșii ale Georgiei, odată cu liberarea bazelor, se produce și levigarea acidului silicic, complexul îmbogățindu-se astfel în sesquioxizi ¹⁾.

Pentru a explica formarea bauxitelor noastre precum și pentru alte depozite de bauxite formate pe calcare, nu trebuie să căutăm neapărat influența unui climat tropical, ci, după cum am arătat, formarea lor trebuie pusă pe seama alterării izoelectrice a reziduuului argilos rămas după solubilizarea carbonatului de calciu din calcare, sub un regim mediteranian.

b) GRESII INFRA-BARREMIENE

Deasupra depozitelor reziduale urmează un strat de conglomerate mărunte și gresii, a căror culoare este roșie-vișinie în bază, galbenă către partea superioară.

¹⁾ N. CERNESCU. Contribuții noi privitoare la cunoașterea argilei; argila, un produs al alterării izoelectrice. *Bul. Fac. Ag. on. București*, Anul II, Nr. 3-4. 1946.



Acest fapt ne face să tragem concluzia că spre sfârșitul timpului când s'au format aceste sedimente, are loc o schimbare a climatului regiunii. Ea devine mai rece și mai umedă, ceea ce are ca efect o spălare mai activă a oxizilor de fier.

Aceste formațiuni sunt bine deschise la circa 100 m mai sus de biserica din Ohaba Ponor și în creasta Dumbrăvița (fig. 1).

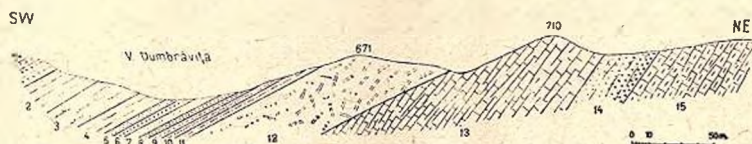


Fig. 1. — Profil în Creasta Dumbrăvița.

1, conglomerate turoniene; 2, alternanțe de gresii și nisip cu *Lina depressicosta*; 3, gresii cu *Ostrea*; 4, complexul marnos cu *Orbitalina*; 5, gresii cu fosile rare; 6, bancul cu *Transilvanella*; 7, gresii verzi cu *Natica*; 8, gresii cu *Transilvanella* și *Ptygmatis*; 9, gresii fără fosile; 10, gresii cu *Ptygmatis*; 11, gresii cu Rudști; 12, gresii și conglomerate albe; 13, Cretacic inferior (facies urgonian); 14, gresii și conglomerate roșii (Infracretacic); 15, Tithonic.

Se observă în profilul alăturat poziția transgresivă a gresiilor roșii infracretacice față de calcarele tithonice. Tot în acest profil se vede că ele sunt flexurate spre basîn și că sunt acoperite transgresiv de gresiile infracenomaniene.

Faptul că formațiunea de gresii și conglomerate roșii este situată în acest punct imediat sub gresiile infracenomaniene a făcut pe LAUFER să tragă concluzia că ele fac parte din aceeași formațiune, fiind colorate diferit prin absența sau prezența oxizilor de fier.

În acest loc, confuzia se poate face foarte ușor. Întâi pentru că atât gresiile și conglomeratele roșii cât și gresiile albe infracenomaniene sunt continentale, apoi calcarele cretacic-inferioare sunt acoperite de formațiunile cenomaniene.

În creasta dintre V. Balta Federii și V. Dreptului, mai sus de Dumbrăvița, situația este mai limpede. La cota 671 se vede bine cum peste calcarele tithonice urmează un pachet gros de circa 20 m de gresii și conglomerate roșii, apoi calcare cretacic-inferioare și în sfârșit, discordant, gresiile albe infracenomaniene.

Profilul acesta exclude complet ipoteza lui LAUFER că gresiile și conglomeratele roșii ar reprezenta Cenomanianul inferior.

Conglomeratele și gresiile roșii-gălbui se pot urmări în toată zona calcaroasă, ele fiind stratul care delimitează Tithonicul de Cretacicul inferior. Acolo unde nu sunt deschise, prezența lor este marcată prin natura solului ce ia naștere pe ele. În timp ce calcarele sunt acoperite cu un strat subțire de rendzine negre

sau brune, pe gresii se formează podzol a cărui culoare cenușie contrastează cu aceea a rendzinei.

Conglomeratele sunt mărunte, cu elemente ce au diametrul de 3—4 mm; sunt foarte rare elementele cu diametrul de 0,5 cm. Ele sunt alcătuite în majoritate din granule de cuarț, cimentate cu oxizi de fier. La microscop, granulele de cuarț apar bine conturate în masa roșie a cimentului.

La varietățile galbene, cimentul este format din hidroxizi de fier. Pe lângă granule angulare de cuarț, mai apar și fragmente rare de muscovit și biotit. Acestea din urmă sunt alterate și prezintă culori gălbui cu pleochroism slab.

Gresiile sunt alcătuite din același material ca și conglomeratele și sunt mult mai răspândite decât acestea.

Atât gresiile cât și conglomeratele prezintă o stratificație încrucișată și pe alocuri o șistuoizitate pronunțată. Stratificația încrucișată precum și prezența bauxitelor ne face să tragem concluzia că ele sunt formațiuni ale fazei continentale care s'a continuat și după depunerea bauxitelor.

Cimentul bogat în hidroxizi de fier al gresiilor și conglomeratelor credem că a rezultat în bună parte din remanierea bauxitelor.

Lipsa totală de resturi organice din formațiunile continentale, precum și lipsa de fosile din stratul imediat superior, nu ne permite să determinăm cu precizie timpul în care s'au format ele. Atât depozitele reziduale cât și depozitele de conglomerate și gresii pot fi contemporane cu depozitele barremian-valanginiene și hauteriviene din alte regiuni.

2. BARREMIAN

Transgresiv și concordat, peste bauxite și gresii urmează depozite calcaroase, masive, nestratificate.

Fără a putea să facem o separare exactă, observăm că la partea inferioară sunt albe, cu granulație uniformă; către partea superioară devin rugoase și galbene. Între aceste două orizonturi-limită apare o intercalație în care se găsesc numeroase resturi de Pachiodonte.

Calcarele cretacic-inferioare sunt răspândite în toată regiunea calcaroasă de E, ocupând axul sinclinalelor. În afara zonei calcaroase, mai apar iviri lenticulare de calcare cretacic-inferioare, ce se sprijină pe Cristalin și sunt acoperite de formațiuni mai noi, în V. Lupului, la Șerel, pe partea stângă a Văii Lazului. În partea de E a localității Peștere apar trei iviri de calcar cretacic-inferior. Două din ele încep chiar din dreptul bisericii din acea localitate, întinzându-se spre E.

O ivire cu dimensiuni mici, câțiva metri pătrați, apare la Suseni, deasupra calcarelor tithonice semnalate acolo. Separarea între calcarele tithonice și



cele cretacic-inferioare este făcută și aci prin stratul de gresii infracretacice.

Pe V. de Corn, aproape de gura văii, apare un bloc de câțiva metri cubi, din același calcar. De unde a venit acest bloc nu știm cu siguranță, credem că este un fragment din calcarele de fundament, care a fost lăsat acolo de falia din Nordul regiunii și de aci a fost rostogolit de apă până în locul unde poate fi văzut astăzi.

Studiate la microscop, în secțiuni subțiri, calcarele cretacic-inferioare prezintă o variație pe verticală, atât în ceea ce privește conținutul lor în microfaună cât și structura lor.

La partea inferioară, ele prezintă o structură brecioasă, cu vinișoare de calcit și hematit. Nu se observă prezența microorganismelor. Urmează calcare albe lăptoase, foarte bogate în Foraminifere, lipsite de macrofaună.

Dintre Foraminifere se pot determina în secțiune următoarele forme: *Textularia*, *Biloculina*, *Quinqueloculina*, *Rotalia* etc.

Deasupra acestui orizont cu Foraminifere urmează orizontul cu Pachiodonte. Din cauza recristalizării suferite de calcare, valvele de Pachiodonte nu pot fi separate din rocă pentru a fi determinate specific.

Prezența Pachiodontelor în număr mare și asemănarea lithologică cu formațiuni identice din Munții Trascăului, ne face să atribuim aceste calcare Barremianului.

3. APTIAN

Aptian inferior. Deasupra calcarelor barremiene urmează calcare rugoase galbene, și conglomerate calcaroase. În fragmentele de calcare ce intră în alcătuirea acestor conglomerate apar în secțiuni subțiri numeroase Foraminifere. Din punct de vedere petrografic, ele se aseamănă cu calcarele albe barremiene.

Atât în calcarele galbene cât și în conglomerate, apar, în secțiuni subțiri, numeroase Orbitoline și Alge.

Depozite calcaroase aptiene, în care apar Orbitoline asociate cu Alge, sunt semnalate de MIRCEA ILIE în Munții Metaliferi.

Cum regiunile sunt destul de apropiate și rocele sunt asemănătoare lithologic, credem că formațiunile calcaroase și conglomeratele calcaroase cu *Orbitolina* și Alge din basinul Hațegului pot fi paralelizate cu acestea și atribuite Aptianului inferior.

Modul de prezentare al formațiunilor este asemănător cu al calcarelor urgoniene descrise în alte regiuni. Bazați pe prezența Pachiodontelor cât și pe aceea a Orbitolinelor, credem că și calcarele barremian-aptiene din regiunea Hațegului aparțin Urganianului.



Aptian superior. Seria conglomeratelor calcaroase se încheie cu conglomerate cuarțitice cu *Ostrea* și *Orbitoline*. Aceste conlogmerate alcătuiesc un sinclinal alungit, care începe din V. Priporului și se continuă până în V. Părului, unde sunt acoperite discordant de gresii senoniene iar în fundul Văii Ciuta sunt acoperite de conglomerate roșii paleogene.

Formațiuni identice se întâlnesc și în sinclinalul dela Peștere, unde apar pe flancuri aceleași conglomerate. Fauna întâlnită la Peștere este identică cu aceea găsită în conglomeratele din creasta dintre V. Ciuta și V. Părului.

Din nefericire, materialul colectat aci este în mică cantitate și foarte rău păstrat, așa că nu se poate determina specific.

II. ZONA INTERMEDIARĂ

După depunerea conglomeratelor cu *Ostrea* și *Orbitoline*, regiunea este exondată a doua oară, în care timp se depun gresiile continentale ce stau în baza Cretacicului superior. Aceste gresii sunt bine deschise la Ohaba Ponor chiar sub biserica din această localitate, unde se poate urmări profilul de mai jos (fig. 2).

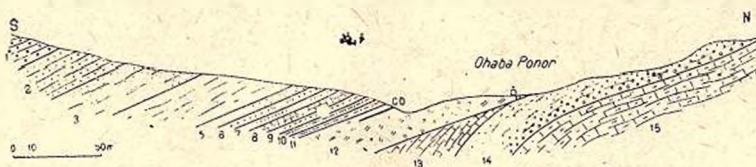


Fig. 2.—Profil la Ohaba Ponor.

- 1, conglomerate turoniene; 2, alternanțe de gresii și nisip; 3, gresii cu *Ostrea*; 4, complexul marnos cu *Ancantoceras rothomagensis*; 5, gresii cu fosile rare; 6, bancul cu *Transilvanella*; 7, gresii verzi cu *Natica*; 8, gresii cu *Transilvanella* și *Ptygmatis*; 9, gresii fără fosile; 10, gresii cu *Ptygmatis*; 11, gresii cu *Pecten* și *Rudiști*; gresii și conglomerate albe; 13, (Cretacic inferior (facies urgonian); 14, gresii și conglomerate roșii (Infracretacic); 15, Tithonic (calcare).

În câteva puncte, la Ohaba Ponor, V. Dreptului și V. Dosului, se găsesc în această formațiune intercalațiuni de cărbune negru lucios (Glanzkohle).

Gresiile sunt de culoare albă-gălbue, cu intercalații bogate în oxizi de fier de culoare brună. Deasemeni se întâlnesc intercalații mai groasere, conglomeratice. În afară de urmele de cărbuni, ele sunt lipsite de urme organice. În constituția lor intră mai ales cuarțul și puțină mică albă. Nu fac efervescență cu acizii. Grosimea lor este de circa 60 m și prezintă o stratificare încrucișată.

Prezența cărbunelui și stratificația încrucișată, precum și lipsa fosilelor marine, ne face să tragem concluzia că aceste formațiuni sunt continentale. Ele s'au format în timpul celei de a doua exondări, care s'a produs posterior

mişcărilor orogenice ce au cutat stratele jurasic-cretacic-inferioare. Pentru a le deosebi de formaţiunile cenomaniene marine, le vom numi infracenomaniene.

Gresiile infracenomaniene apar ca o fâşie ce mărgineşte sinclinalele ceno-man-turoniene. Ele se pot urmări începând din V. Stroi, unde sunt prinse şi laminate între Cristalin şi Cenomanianul marin. De aici se continuă spre W, pe la Norul comunei Fizeşti, pe V. Dreptului, apoi pe la S de Vârful Piatra, pe Balta Federii, trecând prin dreptul bisericii din Ohaba Ponor, pentru ca să dispară sub depozitele cenomaniene marine în V. Dupădeal, la N de localitatea Ohaba Mică.

Depozitele continentale infracenomaniene, ce reprezintă a doua fază de întrerupere a ciclului de sedimentare mesozoic, trebuie socotite de vârstă ceno-manian-inferioară, întrucât cutarea lor este identică cu a formaţiunilor ceno-maniene, fapte asupra cărora vom reveni la capitolul « Tectonica ».

1. CENOMANIAN

Al treilea ciclu de sedimentare din regiunea studiată de noi începe cu transgresiunea cenomaniană, marcată prin conglomerate mărunte cu Rudişti.

Datorită numărului mare de fosile, aceste formaţiuni au atras atenţia primilor cercetători: ACKNER, STUR, HALAVÁTS, NOPCSA şi LAUFER.

Pe harta 1:200.000 a lui NOPCSA, suprafaţa ocupată de Cenomanian este foarte mult extinsă. În delimitările sale, NOPCSA atribuie Cenomanianului şi depozitele turoniene şi senoniene.

LAUFER, pe harta 1:100.000, ce însoţeşte lucrarea sa din 1924, separă Cenoman-Turonianul de Senonian.

Vârsta cenomaniană a formaţiunilor din regiunea Ohaba Ponor a fost stabilită pe bază de faună, din care cităm următoarele fosile după NOPCSA:

Acanthoceras newboldi KOSSM.

Acanthoceras rothomagense DEFR.

Acanthoceras cenomanense PICTET

Acanthoceras harpax STOL.

Acanthoceras mantelli SOW.

Puzosia planulata SOW.

Crioceras sp.

Actaeonella goldfussi D'ORB. (?)

Actaeonella gigantea (?)

Rudişti, *Pecten*.

și următoarele forme după LAUFER:

Acanthoceras rothomagensis DEFR.

Isocardia aquilina COY.

Actaeonella

Nerinea (Ptygmatis) aff. ollisioponensis SHARPE

Rudiști

Pecten sp.

Arca (Trigonoarca) moutoniana D'ORB.

Isastrea morchella REUSS.

Exogyra columba.

O bună parte din fosilele citate au fost găsite de noi, unele din ele nu le-am regăsit, în schimb am putut determina forme ce nu au fost încă citate. În ceea ce privește forma de *Actaeonella goldfussi* D'ORB., pomenită de NOPCSA, avem să facem oarecare rezerve. El citează această formă dintr'un banc situat în regiunea Ohaba Ponor, în care ar exista în numeroase exemplare. Aceeași afirmație o face și LAUFER.

Noi am cercetat bancul indicat, însă nu am găsit nici un exemplar de *Actaeonella*, ci nenumărate cochilii de *Transilvanella*, iar *Actaeonella gigantea* este situată în formațiunile turoniene ce apar la W de localitatea Ponor (fig. 3).



Fig. 3. — Aglomerat de *Transilvanella*

Cum am spus mai sus, transgresiunea cenomaniană începe cu un banc de conglomerate mărunte, foarte bogat în resturi de Rudiști, ce nu se pot izola din roce, astfel că o determinare specifică a lor este imposibilă. Afară de Rudiști se mai observă în acest strat și valve de *Pecten*.

Formațiunea de *Pecten* și Rudiști, groasă de 5—6 m, este bine deschisă la S de cota 671 din creasta Dumbrăvița și la S de localitatea Ohaba Ponor. Aci însă numărul Rudiștilor este mai mic, în schimb se găsesc mai multe resturi de *Pecten*.

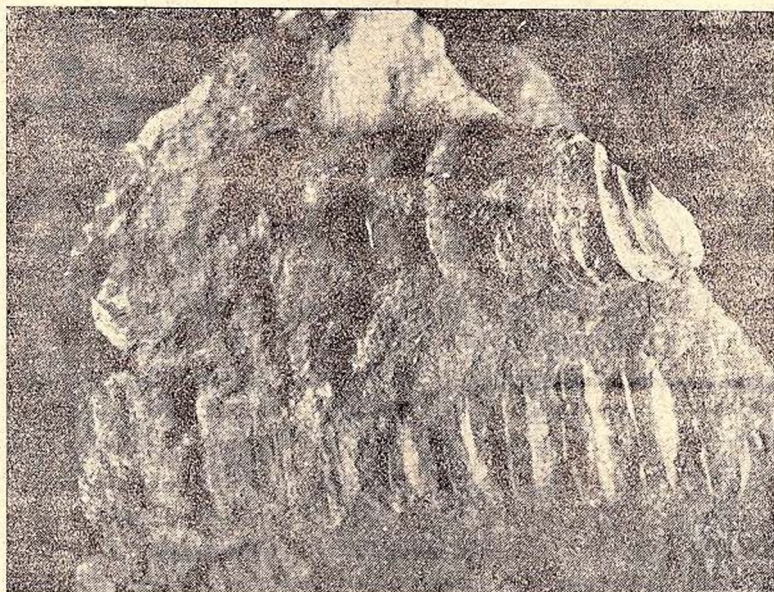


Fig. 4. — Gresie cu *Nerinea* (*Ptygmatis*)

Imediat deasupra urmează un strat de gresii, gros de circa 1,20 m, ce cuprinde numeroase cochilii de *Ptygmatis ollisiponensis* OMPHALIO (fig. 4).

Bancul cu *Ptygmatis* este acoperit cu gresii fine, groase de circa 3 m, lipsite de fosile. Urmează gresii negricioase grosiere, bogate în mică albă, a căror grosime este de 1,50 m, în care apar deopotrivă *Transilvanella* și *Ptygmatis*. Acestea sunt acoperite de gresii cenușii-gălbui, în care apar exemplare de *Natica*.

În ordine stratigrafică urmează un banc gros de 0,7 m, format exclusiv din cochilii de *Transilvanella*. Stratul acesta este foarte caracteristic. Datorită continuității sale, precum și faptului că poate fi foarte ușor identificat, formează un bun strat-reper al Cenomanianului.

Probabil că acesta este bancul cu *Actaeonella goldfussi* citat de NOPCSA sau Stratul cu *Actaeonella* de care pomeneste LAUFER, în regiunea Ohaba Ponor.



Stratul cu *Transilvanella* este acoperit de gresii friabile, sărace în fosile.

Urmează alternanțe de gresii fine și marne foarte fosilifere, din care am determinat:

Acanthoceras rothomagense DEFR.

Nautilus munierii CHOFFAT

Aporrhais (Lispodestes) coarctata (GEIN.)

Protocardium hillanum SOW.

Panopea acutisulcata D'ORB.

Panopea sp.

Scafarca ponticeriana STOL.

Icanotia

Janira quinquecostata

Orbitolina

Grosimea complexului marnos este de circa 15 m.

La microscop se observă că marnele sunt formate din fragmente fine de cuarț, cimentate cu argilă și calcită..

Ultimele strate, ce aparțin Cenomanianului, sunt alcătuite din alternanțe de gresii cenușii-gălbui, cu bobul fin, și concrețiuni de oxizi de fier.

Aceste strate sunt lipsite de fosile. Le considerăm cenomaniene întrucât sunt concordante cu acestea.

2. TURONIAN

Deasupra formațiunilor cenomaniene urmează discordant o serie de strate din gresii grosiere micacee și alternanțe de conglomerate și gresii.

Urmărind formațiunile conglomeratice, se observă că spre partea superioară intercalațiile de gresii sunt mai rare, iar elementele din care sunt formate conglomeratele devin din ce în ce mai mari.

La partea inferioară a formațiunilor, elementele rulate ale conglomeratului au diametrul cuprins între 2—4 cm, pe când la partea superioară ajung până la 10—15 cm și pe alocuri 60—70 cm.

Elementele conglomeratului sunt alcătuite mai ales din cuarțite, bucăți de micașisturi și gresie.

Conglomeratele și gresiile turoniene sunt cunoscute în literatură sub numele de Gresii de Măgura (NOPCSA, LAUFER).

Fosilele apar destul de rar și sunt cunoscute din lucrările lui HALAVÁTS și NOPCSA.

La Ponor sunt caracteristice conglomeratele cu *Actaeonella gigantea* D'ORB., citate încă de ACKNER sub numele de conglomerate cu *Tornatella* și *Hippurites* sp.



Ultima formă am găsit-o numai într'un singur exemplar, pe care nu am izbutit să-l separ din conglomerate, așa că poate fi văzut oricând în peretele abrupt, deasupra Streiului, la cota 414 din harta 1: 25.000, în partea de W a satului Ponor. Dimensiunile acestei forme sunt aproximativ 10 cm în diametru și circa 35 cm lungime. Ca formă este asemănător cu *H. gossauviensis*.

În dreptul cantonului de cale ferată, în malul abrupt al Streiului, apar gresii grosiere negricioase, foarte bogate în mică albă, din care am recoltat următoarea faună:

Actaeonella glandiformis ZK.

Cardium turoniense WOODS

Cerithium goldfussi ZK.

Turritella sp.

Corbula elegans Sow.

precum și numeroase resturi de *Inoceramus* și Corali.

Pe șoseaua națională, în dreptul stațiunii de cale ferată Pui, pe drumul ce duce spre localitatea Șerel, la circa 100 metri de șosea, apar gresii și nisipuri în care, la partea superioară, apare un banc gros de 30—40 cm cu *Actaeonella lamarki* ZK.

În gresiile turoniene, ce apar în fundul Văii Vrateca, în dreptul punctului la Balușoni, se găsesc numeroase resturi de *Inoceramus* cu scoica subțire. După fragmentele găsite tragem concluzia că aceste forme atingeau dimensiuni mari.

Alături de sfărâăturile de Inocerami se mai găsesc numeroase resturi de Corali și *Rhynchonella*.

În afară de resturile nedeterminabile de mai sus, am găsit exemplare destui de bine păstrate de

Inoceramus labiatus SCHLOT.

Rhynchonella plicatilis Sow.

3. SENONIAN

Senonianul este reprezentat printr'o succesiune de marne și gresii, formațiune ce ocupă o suprafață mai mult sau mai puțin eliptică, situată în Nordul regiunii studiate.

Depozitele senoniene sunt dispuse transgresiv peste formațiunile mai vechi.

Între Ohaba de sub Piatră și V. Dosului, contactul între Senonian și Cristalin este tectonic.

Discordanța între formațiunile turoniene și senoniene se poate urmări începând din V. Băești. În fundul acestei văi apare următorul profil: pe fundamentul reprezentat de gneise oculare roșii urmează transgresiv gresii și conglu-



merate turoniene. Acestea sunt puternic dislocate, ridicate la verticală. Discordant peste ele urmează marne curbicorticele și concordant cu acestea gresii fine, albe, cu *Rosalina*. Inclinarea formațiunilor senoniene este în acest punct de 70 grade spre S (fig. 5).

Spre E de V. Băeștilor Senonianul vine în contact tectonic cu gneissul până în V. Semărau, unde reapare Turonianul intercalat între Senonian și Cristalin.

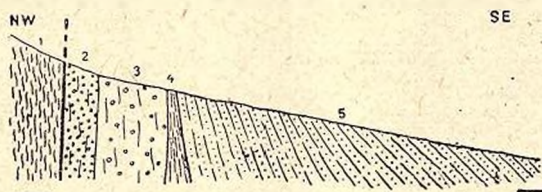


Fig. 5. — Profil în Valea Băești.

1, gneiss orbicular roșu; 2, gresii turoniene; 3, conglomerate și gresii turoniene; 4, marne curbicorticele senoniene; 5, gresii fine cu *Rosalina* (Gresii de Fizești).

Senonianul inferior prezintă facies de Fliș. La partea inferioară este format din marne curbicorticele și gresii fine albe. Orizontul acesta este lipsit de macrofossil. În secțiuni subțiri apare *Globotruncana linnéi*. În literatură aceste gresii sunt cunoscute sub numele de Gresii de Fizești (NOPCSA).

Zona în care sunt dezvoltate puternic Gresii de Fizești începe în partea de E a crestei Muchea și ține până în V. de Nucă.

A doua zonă, formată din Gresii de Fizești, este o fâșie îngustă care începe din V. Streiului, din dreptul localității Băești și urmărește spre E Cristalinul până în V. Semărau. În fundul Văii de Nucă se unește cu prima zonă.

Din V. Stroi spre E pleacă o altă fâșie din zona principală, care se continuă peste Prisloapele Puiului și dispare sub aluviunile Streiului, în dreptul stațiunii de cale ferată Pui.

Gresiile de Fizești mai apar în partea de E a Culmii Măgura Puiului, începând din gura Văii Steniul Puiului, continuându-se pe la N de fundul Văii Scofârlău, trec în V. După Deal, pentru ca apoi să dispară sub depozitele senoniene superioare din V. lui Ion.

În afară de zonele aceste continui mai apar Gresii de Fizești în V. Bălții, ca petece de dimensiuni reduse, de sub aluviunile conului de dejecție al Nucșorului.

Gresiile de Fizești trec la partea superioară în marne, a căror grosime nu depășește 80 m. Urmează apoi alternanțe de gresii și marne.

Mărimea granulelor ce alcătuiesc păturile de gresii din aceste alternanțe variază dela strat la strat.

Unele din intercalațiile de gresii sunt alcătuite din granule mici; aceste sunt și mai subțiri. Altele sunt constituite din granule mari așa că uneori gresiile trec în conglomerate mărunte. Aceste intercalațiuni sunt puternic desvoltate.

Seria este încheiată de gresii masive, groase de cca 40 m.

După poziția lor stratigrafică, complexul de argile și gresii aparține Senonianului inferior.

În afară de *Globotruncana linnéi* nu se mai găsesc decât resturi nedeterminabile de Lamellibranchiate, cuprinse mai ales în intercalațiile de gresii grosiere.

Senonianul superior. Complexul de strate senonian-inferioare este acoperit discordant de Gresiile de Livadia (NOPCSA), din care s'au determinat următoarele forme fosile:

Elasmostoma cf. *consobrinum* D'ORB.

Dorocidaris vasiculosa GOLDF.

Tylocidaris velifera BRONN.

Exogyra lateralis NILS.

Gresiile de Livadia sunt grosiere, cu foarte multă mică. Culoarea lor este albă-gălbue. Ele sunt slab cimentate, în unele puncte le putem considera nisipuri.

Din cauza slabei cimentări, ele se pretează la ravinare.

În regiunea studiată de noi, Gresiile de Livadia apar numai pe o mică porțiune în partea de E a localității Ponor.

III. ZONA SUDICĂ

1. DANIAN

Prezența Danianului a fost semnalată pentru prima dată în Bazinul Hațegului de către NOPCSA (59).

El consideră daniene formațiunile de gresii dela Sânpetru, din care descrie o bogată faună de Dinosaurieni, precum și toate conglomeratele roșii ce apar în regiune. D. STUR (83) consideră conglomeratele roșii ca aparținând Terțiarului.

BÉLA V. INKEY (40) atribue Stratele de Sânpetru Oligocenului.

I. HALAVÁTS (29) le consideră aquitaniene.

SCHAFARZIK (73, 74), în urma cercetărilor lui NOPCSA, le descrie ca aparținând Danianului.

F. LAUFER (48), în lucrarea sa, le consideră daniene, se întreabă însă dacă formațiunile de conglomerate nu reprezintă Paleogenul.



În urma cercetărilor întreprinse de noi, am ajuns la concluzia că trebuiesc considerate ca daniene numai formațiunile ce apar pe V. Dâljii și V. Sibișelului, spre N de localitățile cu aceleași nume, ivirile de argile roșii ce apar la Pui, în patul Râului Bărbat, precum și formațiunile roșii dela S de stațiunea de cale ferată Pui.

Conglomeratele și bolovănișurile roșii sunt mai noi și trebuiesc considerate paleogene.

Vom păstra pentru formațiunile, ce apar în partea de W a regiunii, denumirea de Strate de Sânpetru, dată de NOPCSA. Aceste formațiuni sunt alcătuite din alternanțe de gresii și argile verzi-roșii-violacee. Ele sunt bine deschise pe țărmul drept al Râului Mare între Băești- Săcele și Sânpetru. În această regiune se poate urmări adânc conul de dejecție al Nucșorului, pe traectul văilor Săcele și Bărești.

Dela Sânpetru spre S, formațiunile de gresii și marne se pot urmări în susul văilor Sibișel, Târnovu, Valea Rea și Dâlza, până în dreptul comunelor Sibișel și Valea Dâlzei.

Stratele de Sânpetru formează în regiunea Bărăști-Valea Dâlzii un arc anticlinal, în care se poate observa că gresiile sunt puternic dislocate, prezentând înclinări până la 45 grade spre W.

În partea de N a arcului, în dreptul comunei Bărăști, ele au direcția Nord-Estică; în dreptul localității Sânpetru direcția lor este N iar spre V. Dâljii au direcția NW.

Se observă deci că în această regiune există o boltă anticlinală ce separă bazinul Hațegului în două. Dealtfel, această observație este confirmată și de concordanța direcției cutelor Șisturilor cristaline getice. De unde spre E de Nucșoara Cristalinul prezintă cute cu direcția E—W, spre NW se curbează, afundându-se sub sedimentarul bazinului. Spre Nordul bazinului se observă același fapt. Pe teritoriul comunei Ciopeia, cutele Seriei de Lotru se curbează spre SW.

Resturile de Dinosaurieni, citate de F. NOPCSA, provin în cea mai mare parte din gresiile dela S de Sânpetru, de pe partea stângă a Văii Sibișelului.

Dintre aceste resturi amintim:

Mochlodon suessi BUNZEL

Mochlodon robustum

Emys cfr. *neumayri* SEELEY

Crocodylus aff. *velensis* MATH.

Orthomerus transilvanicus NOPCSA

Struthiosaurus transilvanicus NOPCSA

Kallokiboticum bajazidi NOPCSA

Kallokiboticum magnificum NOPCSA



TABLOU COMPARATIV AL FORMAȚIUNILOR CRETACE

	Bazinul Hațegului (M. MAMULEA)	Munții Metaliferi (MIRCEA ILIE)
DANIAN	Facies fluviatil lacustru cu Dinosaurieni	—
SENONIAN	Facies neritic Gresii cu <i>Ostrea</i> Marne albe, cenușii, violacee cu <i>Rosalina limæi</i>	Marne albe și violacee
TURONIAN	Gresii cu <i>Inoceramus</i> Conglomerate cu <i>Acteonella gigantea</i>	Discordanță Gresii cu <i>Inoceramus</i> Gresii și conglomerate cu <i>Acteonella gigantea</i>
CENOMANIAN	Gresii cu <i>Exogyra</i> și <i>Ostrea</i> Strate cu <i>Acanthoceras rothomagensis</i>	Discordanță Facies neritic Conglomerate cu <i>Exogyra columba</i> Gresii cu <i>Acanthoceras rothomagensis</i>
ALBIAN	Perioada continentală (Gresii infracenomanione)	Facies neritic cu <i>Puzosia mayoriana</i>
APTIAN	Facies neritic Conglomerate cu <i>Orbitolina</i> (Aptian superior) Facies urgonian Calcare cu <i>Orbitolina</i> și Alge (Aptian inferior)	Discordanță Facies de Fliș Conglomerate, gresii, argile și calcare cu <i>Orbitolina lenticularis</i>
BARREMIAN	Calcare cu Pachyodonte și Milolide.	
HAUTERIVIAN- VALANGINIAN	Perioada continentală (Depozite reziduale, gresii și conglomerate continentale)	Facies vazos ammonitic, Strate cu <i>Aptychus</i>

În afară de doi dinți de Dinosaurieni nu am găsit la Sânpetru decât resturi de schelet nedeterminabile. În formațiuni asemănătoare am găsit, la Ciula Mică, câteva piese bine păstrate, ce aparțin formei *Titanosaurus dacus* NOPCSA.

Accastă localitate este situată în afara regiunii pe care o studiem.

În afară de punctul fosilifer bogat dela Sânpetru, am mai găsit resturi rare de Dinosaurieni la Pui, în patul Râului Bărbat, în argilele vinete ce apar acolo.

După NOPCSA, stratele cu Dinosaurieni sunt formațiuni lacustre. Pe malul lacului ce ocupa bazinul Hațegului la sfârșitul Cretacicului, trăiau Dinosaurieni ale căror resturi ale găsim astăzi înglobate în gresii.

2. PALEOGEN

Începând dela Râu de Mori spre E, până dincolo de Nucșoara, apoi în sinclinalul dela Peștere, între Galați și Pui și în partea de E a localității Ponor până la Livadia, apar conglomerate roșii, slab cimentate. Ele au fost considerate de NOPCSA ca fiind orizontul superior continental al Danianului.

D. STUR le atribue Terțiarului, BELA V. INKEY Oligocenului, HALAVÁTS Aquitanianului.

LAUFER le descrie împreună cu formațiunile daniene, punându-și însă întrebarea dacă ele nu reprezintă, cel puțin în parte, Paleogenul.

În urma cercetărilor noastre, am observat o independență între Stratele de Sânpetru, care sunt sigur daniene, și conglomeratele roșii superioare.

În timp ce gresiile daniene, în tot cuprinsul regiunii studiate de noi, sunt puternic dislocate, nu se poate observa același lucru și pentru conglomeratele roșii. Dislocări mai pronunțate ale conglomeratelor roșii le-am putut observa numai în regiunea satului Nucșoara. Pe V. Sibișelului ele au direcția NE și înclinare 55 grade spre NW. La Peștere, Ponor și Pui ele sunt puțin dislocate, formând mici sinclinale.

Din conglomeratele roșii, nu s'au semnalat până în prezent urme de floră sau faună fosilă.

Grosimea exagerată atribuită acestor strate (circa 3000 m) de NOPCSA și LAUFER, în partea de W a Bazinului Hațeg (dincolo de Râul Mare), nu se observă și în partea estică. La Ponor și Peștere conglomeratele nu ating mai mult de 50—60 m grosime.

Faptul că ele prezintă o tectonică diferită de aceea a formațiunilor de Sânpetru, apoi lipsa totală de fosile, precum și părerea exprimată de unii cercetători anteriori ai regiunii, ne face să credem că depunerea conglomeratelor roșii continuă în tot timpul Paleogenului și durează până în Miocen, când are loc o nouă transgresiune și începe depunerea formațiunilor tortoniene.



Conglomeratele paleogene sunt formate din bucăți rotunjite de granit, cuarțite și micașisturi, a căror mărime variază dela dimensiunile unei nuci, până la blocuri de 50—60 cm, în diametru. Spațiul dintre elementele conglomeratului este umplut cu nisip și argilă roșie, bogată în oxizi de fier. Culoarea roșie intensă presupune că ele au luat naștere sub un regim de climat cald și arid, care a favorizat formarea și depunerea oxizilor de fier.

3. MIOCEN

a) TORTONIAN

În partea de SW a regiunii, în jurul localităților: Râu de Mori, Valea Dâlzii, Ohaba Sibișel, Coroești, precum și în ogașul situat la S de comuna Galați, apar formațiuni tortoniene, ce se pot recunoaște după fauna caracteristică. Ele sunt descrise de NOPCSA (59), care pentru localitatea Galați citează următoarea faună fosilă:

Pectunculus pilosus L.

Natica helicina BROCC.

Trochus sp.

Aturia aturi BAST.

Formațiunile tortoniene alcătuiesc un sinclinal larg cuprins între Cristalin în partea de S și Cretacic la N. Ele sunt în cea mai mare parte acoperite de conurile de dejecție, așa că urmărirea lor este destul de dificilă.

Din punct de vedere lithologic Tortonianul este alcătuit în deosebi din marne și argile vinete, albastre, albe.

Lista de fosile citată de NOPCSA o completăm cu cele ce urmează. Ele au fost colectate din valea situată la S de localitatea Galați, cu excepția formei de *Ostrea crassissima*, ce provine dela Coroești.

Coccolithophoridae

Eponides umbonata MONTF.

Gyroidina soldani D'ORB.

Cristelaria arcuato-striata

Nodosaria sp.

Quinqueloculina sp.

Textularia sp.

Turritella bicarinata EICHW.

Turriteua cfr. *subangulata* BROCC.

Natica helicina BROCC.

Ringicula buccinea DESH.



Turbonilla costellata GRAT.
Pleurotoma spiralis SERR.
Pleurotoma rotata BROCC.
Drilia crebricosta BELL.
Mitea cupressima BROCC.
Chenopus pes pelecani PHIL.
Nassa simulans BELL.
Murex cfr. *fistulosus*
Ancilaria sp.
Conus sp.
Dentalium badense PARTSCH
Venus cfr. *multilamella* LAM.
Corbula gibba
Ostrea crassissima
Chama sp.

Transgresiunea tortoniană este marcată prin conglomerate mărunte cu fosile rare, peste care urmează un banc de gresii și nisipuri, gros de circa 5 m, acoperite de un strat foarte gros de marne și argile. Grosimea argilelor și marnelor nu se poate măsura din pricina terenului acoperit.

În ceea ce privește granulometria rocilor ce alcătuiesc formațiunile tortoniene, se observă că spre partea superioară granulele devin din ce în ce mai fine.

Peste conglomeratele mărunte din partea inferioară urmează nisip și gresii, apoi marne nisipoase care trec gradat în marne fine, apoi în argile.

Această observație ne îndreptățește să tragem concluzia că sinclinalul tortonian este în continuă scufundare pe toată durata Tortonianului.

b) SARMAȚIAN

Formațiunile sarmațiene sunt constituite în bază din argile albastre, ce trec treptat către partea superioară la nisipuri și pietrișuri mărunte. Ele sunt semnalate încă de primii cercetători ai regiunii.

NOPCSA (59) descrie ivirile sarmațiene din V. Dâljii, Mățești, Sălaș. El stabilește pentru depresiunea dela Pui următoarea succesiune:

1. Marne fără fosile
2. Marne cu *Cerithium*
3. Nisip galben

Atrage atențiunea că stratele sarmațiene sunt acoperite de formațiuni mai noi și că studiul lor este îngreunat din această pricină. El citează o faună bo-



gată colectată în jurul localităților mai sus citate. Listele de fosile întocmite de NOPCSA le completăm cu cele ce urmează:

Foraminifere
Ostracode
Pirinella picta DEFR.
Mohrensternia inflata ANDREIJOFSKI
Hydrobia acuta DRAP.
Hydrobia elongata EICHW.
Hydrobia punctum EICHW.
Bulla lajonkairieana BAST.
Mohrensternia moesensis JEKELIUS
Mohrensternia pseudoangulata HILBER
Mohrensternia angulata EICHW.
Adeorbis margaritoideus SINZ.
Cerithium rubiginosum EICHW.
Cerithium mitrale FRIEDB.
Cerithium lignitarum EICHW.
Numeroase Lamellibranchiate

Caracterul acestei faune ne arată că marnele și argilele trebuiesc considerate sarmațian-inferioare.

Urmărind succesiunea depunerii materialului în timpul Sarmațianului se observă o dispoziție inversă decât în Tortonian. Dăm schematic succesiunea orizonturilor sarmațiene:

7. Pietriș mărunț, slab cimentat și nisip
6. Nisip
5. Alternanțe de marne nisipoase și nisip fin cu intercalațiuni de cărbune
4. Marne albastre cu *Hydrobia* și *Lamellibranchiate* (Mățești)
3. Marne cu resturi de plante (Șerel)
2. Marne nisipoase cu *Cerithium lignitarum* (Șerel)
1. Marne vinete cu *Pirinella lignitarum* (Coroești)

Dedesubt urmează Tortonianul.

Stratele de nisip și pietriș mărunț indică sfârșitul regresiei sarmațiene.

Odată cu sfârșitul regresiei se instalează în regiune un regim continental-lacustru, apoi treptat, prin colmatarea lacului cu material aluvionar adus de torenți de pe înălțimile înconjurătoare, regiunea devine uscată, situație ce durează până astăzi.

Făcând o paralelizare a formațiunilor sarmațiene din regiune cu acele ce apar în bazinele apropiate observăm următoarele:



În bazinele dela interiorul arcului carpatic este cunoscut pe bază de fosile numai Sarmațianul inferior; peste acest Sarmațian urmează un complex de nisipuri și pietrișuri uneori torențiale, lipsite de fosile. Vârsta acestora a fost considerată în ultimul timp de geologii austriaci și unguri ca sarmațian-medie. Poziția stratigrafică a complexului detritic nefosilifer pentru Basinul Transilvaniei este discutată de M. PAUCĂ (62, 63), care îl consideră deasemeni sarmațian-mediu.

E. JEKELIUS (41), prin comparația faunelor sarmațiene din întregul complex de bazine al Dunării mijlocii, ajunge la concluzia că aci este reprezentat numai Sarmațianul inferior, căruia i se adaugă complexul nisipos de vârstă probabil sarmațian-medie.

În complexul de bazine al Dunării mijlocii, Basinul Transilvaniei se află pe o treaptă de scufundare mai puțin adâncă în comparație cu Basinul Panonic.

Pentru aceste motive M. PAUCĂ (62, 63) este de părere că în Basinul Transilvaniei este imposibilă prezența unui Sarmațian complet, precum și a unei continuități de sedimentare până în a doua jumătate a Pliocenului.

În regiunea studiată de noi faptele sunt evidente. Peste complexul de marne și argile fosilifere cu faună sarmațian-inferioară urmează discordant nisipuri și pietrișuri pliocene cu caracter torențial.

4. PLIOCEN

Pliocenul este reprezentat prin alternanțe de nisip și pietriș. El formează o fâșie îngustă în partea de S a regiunii, care este tăiată transversal de văile adânci ce coboară din Masivul Retezatului. Grosimea formațiunilor pliocene atinge 150 m.

Pietrișurile și nisipurile pliocene au fost descrise de NOPCSA, care le-a atribuit această vârstă.

După regresivitatea sarmațiană, regiunea a fost transformată într'un lac de apă dulce, în care torenții ce coborau dinspre Retezat depun materialul erodat din munte.

Faptul că aceste depozite sunt răspândite numai în Sudul regiunii este explicat prin aceea că înălțimile din Nordul regiunii fiind mult mai mici, posibilitatea formării de torenți puternici este simțitor scăzută.

Zona în care Pliocenul este mai puternic dezvoltat este cuprinsă între V Sibișelului și Râul Mare, întinzându-se dela N de localitatea Râu de Mori până în apropiere de dealul Belț, situat la S de comuna Sânpetru.

Aci, pe malul stâng al Sibișelului, se observă un sinclinal larg format din strate de pietriș alcătuit în majoritate din fragmente de cuarț bine rotunjite,



a căror diametru maxim nu trece de 3 cm, și strate de nisip gălbui bogat în mică.

Stratele pliocene sunt dispuse discordant peste formațiunile sarmațiene și daniene.

La SE de localitatea Sălașul de Sus, în nisipul fin, apar numeroase resturi de plante ca: *Juglans*, *Acer*, *Laurus* etc., floră caracteristică pentru o climă mediteraneană. Aceste resturi au fost cărate de apele ce veneau de pe continent și depuse în lacul pliocen. Tot în acest loc se observă și slabe intercalațiuni de cărbune (câțiva centimetri).

Spre S de localitatea Valea Lupului, în pereții verticali ai văilor torențiale, se observă o alternanță de strate subțiri, formate din nisip și pietriș. Grosimea stratelor nu trece de 10—15 cm, pachetul întreg de strate atingând grosimea de 80 m. Este foarte probabil că aceste formațiuni au luat naștere sub influența unui climat în care alternau sezoane cu precipitațiuni atmosferice abundente cu sezoane secetoase.

5. CUATERNAR

Cuaternarul este reprezentat prin depozitele conurilor de dejecție ale râurilor, terase, depozite din peșteri, aluviuni recente și sol.

a) CONURI DE DEJEȚIE

Conurile de dejecție au fost considerate de BELA v. INKEY, NOPCSA și LAUFER drept terasa superioară a Streiului.

LAUFER (48), pe harta 1:100.000 atașată lucrării sale, delimitează în jurul localității Sălașul de Jos, formațiuni pe care le denumeste Strate intermediare de Sălașu. În text nu dă nicio lămurire asupra acestor formațiuni.

DE MARTONNE este de părere că cel puțin în parte, ceea ce se consideră în regiunea Sânpetru-Pui drept terase, sunt în realitate conuri de dejecție.

Cercetările noastre ne-au dus la concluzia că în regiunea Sânpetru-Pui, terasele ocupă suprafețe neînsemnate. Șesul întins din partea centrală a depresiunii este format din unirea mai multor conuri de dejecție, alcătuind câmpia piemonteză.

Cele afirmate mai sus sunt întărite de următoarele observațiuni: natura petrografică a materialului rulat, microrelieful câmpiei precum și dispoziția văilor torențiale ce se formează pe câmpie.

Materialul rulat, ce intră în constituția fundamentului câmpiei piemonteze, este format aproape în întregime din fragmente de granite, granodiorite și gneisse albe, ce apar în Masivul Retezatului. Nu se observă fragmente de



gneiss roșu, care intră în constituția geologică a părții de N a regiunii și care se găsește frecvent în aluviunile Streiului.

Fragmentele de micașturi sunt foarte rare, ele provin din Șisturile cristaline getice ce apar între Autohtonul și Sedimentarul din Sudul regiunii.

În ceea ce privește dispoziția materialului după mărime, se observă că în spre Sudul Câmpiei apar blocuri enorme; pe măsură ce ne apropiem de marginea nordică, materialul are dimensiuni din ce în ce mai mici, ajungând în medie la diametrul de 10—15 cm.

Cu privire la microrelieful câmpiei piemonteze, privită de pe înălțimile din S, se observă foarte bine forma boltită a conurilor, ce sunt dispuse cu vârful spre S.

Văile râurilor principale sunt săpate în general pe axul conului. Se observă și excepții, mai ales la văile mici la care râul alunecă spre marginea conului. Tendința de alunecare este spre W.

Văile torențiale care iau naștere pe conurile de dejecție, cele situate în partea de E a văii principale, sunt orientate spre NE, cele de pe partea vestică, spre NW.

Amplitudinea unghiului format de valea principală cu văile mici este cu atât mai mare cu cât valea secundară este mai departe de axul conului.

Numărul conurilor este destul de mare. Cele mai importante sunt:

1. Conul Râului Bărbat, a cărui suprafață atinge circa 34 km. p. El ocupă aproximativ suprafața cuprinsă între localitățile Livadia de Câmp, Rușor și Uric.

În axul acestui con se observă că Râul Bărbat a săpat o vale largă pe toată lungimea conului, în cuprinsul căreia este format un al doilea con mai tânăr.

2. Conul Văii Lazului, a cărui suprafață este de circa 3,2 km. p.

3. Conul Râului Alb, cu suprafața de circa 16 km. p. El apare strâns între conul Râului Bărbat, conul Nucșorului și al Păroșului.

4. Conul Nucșorului se întinde între comunele Băești—Bărești—Sânpetru—Unciuc—Nucșoara. Suprafața lui este de circa 50 km. p. Forma neregulată a acestui con este determinată în bună parte de existența anticlinalului danian dintre Dâlza și Bărești și care desparte Basinelul Hațegului în două.

În vremea când apele Nucșorului curgeau prin actuala vale a Bălții, el făcea o cotitură spre NE în dreptul comunei Sibișel. Apele Nucșorului, după cum a arătat BÉLA v. INKEY (40) au fost captate de apa Sibișelului și drenate spre N în V. Râul Mare. Această captare s'a produs recent, întrucât pe dreapta și stânga Văii Bălții sunt dezvoltate terase destul de importante. Firul săracios de apă al Văii Bălții, precum și lipsa unui basîn de alimentare mai important (care ar presupune că cel puțin în vremuri ploioase apa Bălții ar



fi capabilă să roadă și să transporte cantități mari de material) ne îndreptățește să credem că aceste terase au fost formate de Râul Nucșorul, înainte de captare. Dealtfel, observația de mai sus a fost făcută și de NOPCSA. Aceste terase trebuie să fie contemporane cu al doilea con de dejecție al Râului Bărbat.

Apa Sibișelului, înainte de a fi captat Râul Nucșorului, a decapitat V. Târnova, care actual nu mai are curs de apă permanent.

Conurile de dejecție descrise până aci au baza îndreptată spre V. Streiului.

5. Conul Râușorului are o suprafață de 3,5 km. p. Baza lui este îndreptată spre Râul Mare.

Comparând suprafețele conurilor de dejecție, se observă că există un raport direct proporțional între suprafața lor și mărimea ghețarilor afluenți.

Se observă că în Valea Râului Bărbat se varsă nouă ghețari mici, dintre care trei sunt mai mari, în Valea Râului Alb doi, iar în Valea Rușorului numai unul. Râul Nucșorului primește patru ghețari puternici.

Materialul ce alcătuiește conurile de dejecție a fost mobilizat prin acțiunea ghețarilor asupra rocilor, și transportat ca morene spre vale. După topirea acestuia, râul a continuat transportul bolovănișului, depunându-l în șesul larg al Streiului.

Observația de mai sus este întărită și de faptul că actual, când nu mai există ghețari în Retezat, apele curgătoare nu mai depun cu atâta putere, acțiunea lor fiind limitată mai mult la erodarea vechilor conuri. Actualele văi sunt mult adâncite până la rocele ce constituie fundamentul câmpiei de piemont.

b) TERASELE

Terasale sunt foarte puțin dezvoltate în regiunea studiată de noi. Cele mai importante sunt acele ce se găsesc în lungul Văii Balta.

În lungul Streiului nu am observat decât resturi neînsemnate: un rest de terasă la confluența Pietrosului cu V. Crivadia și altul în dreptul comunei Galați la confluența Văii Fizești cu V. Streiului.

c) DEPOZITELE DIN PEȘTERI

Zona calcaroasă din partea de E a regiunii este foarte favorabilă formării peșterilor. Ele au fost cercetate și descrise de SCHADLER, M. ROȘCA, I. MAL-LASZ, ST. GAAL, J. GHERMAN.

Peșterile în care mai există un curs de apă, continuă a fi lărgite și adâncite: în cele uscate eroziunea a încetat din momentul dispariției cursului de apă, cavitatea lor fiind în parte umplută cu depozite recente.

Unele din aceste depozite sunt formate din cheiropterit, material cu un conținut foarte ridicat de fosfor, care a fost exploatat din peștera Cioclovina și folosit ca îngrășământ agricol.

În cea mai mare parte ele sunt însă alcătuite din fragmente de șisturi cristaline, nisip și cuarțite aduse de apa pâraelor ce dispar în calcare. Ele sunt foarte bogate în urme ale omului primitiv și conțin numeroase resturi de faună cuaternară (*Ursus spaeleus*).

d) ALUVIUNILE

Aluviunile ocupă suprafețe mai mult sau mai puțin înguste în lungul cursurilor de apă. Suprafețe mai întinse aluvionare se formează mai ales la confluența văilor.

Șesul aluvionar cel mai important din regiune este cel al Streiului. El începe din dreptul comunei Baru-Mare, atinge maximum de lățime în dreptul comunei Galați, se îngustează apoi pentru ca, începând dela Ohaba de Sub Piatră (Cheile Streiului), să fie redus la o șuviță de 50—60 m. Dincolo de comuna Ciopeia șesul începe din nou să se lărgască.

Mai este de remarcat șesul de pe V. Sibișelului, acolo unde V. Sibișelului a captat apele Nucșorului. În acest loc a luat naștere un șes întins mlăștinos.

e) SOLUL

Solul reprezintă formațiunea geologică cea mai recentă care acoperă depozitele mai vechi.

Format din acțiunea permanentă asupra scoarței superficiale a agenților bioclimatici, el capătă totuși și caractere imprimate de natura rocelor-mame.

Regiunea studiată fiind relativ redusă ca suprafață, cu un climat uniform, am studiat solul căutând să stabilim tipurile formate pe diverse depozite geologice.

Basinul Hațegului a fost cercetat în parte de P. ENCULESCU, T. SAIDEL și E. PROTOPOPESCU-PACHE, în vederea alcătuirii hărții de soluri la scara 1:1.500.000. Pe această hartă regiunea este înglobată în zona de podzol.

Recent, regiunea a fost vizitată de M. POPOVĂȚ, în cadrul unei inspecții pe teren.

Climatul Basinelui Hațeg este umed. După datele Institutului Meteorologic Central, care are stațiuni de observare la Sarmisegetuza și Pui, cantitatea de precipitațiuni oscilează aproximativ între 756,9—721 mm anual. Media pe zece ani este de 756 mm.

Temperatura variază între maximum 20,7° și minimum 2,6°.

Pentru studiul solului am executat numeroase gropi și am făcut observațiuni pe deschideri naturale.



Am deosebit în regiune următoarele tipuri de sol:

Rendzine brune, brune-roșcate, levigate,

Soluri cu profil necomplet,

Podzol cu profil scurt, 70—80 cm, format prin solificarea șisturilor cristaline (micașturi) și pietrișuri pliocene,

Podzol cu profil lung, peste 255 cm, format pe argilele sarmațiene și bolovănișurile conurilor de dejecție,

Lăcoviști turboase,

Soluri coluviale.

În partea accidentată a regiunii, pe pantele repezi, mai ales pe suprafețele unde pădurile au fost defrișate, precum și pe abrupturi, solul lipsește. Fie că a fost erodat de apele ce curg la suprafață, fie că panta terenului nu a permis solificarea.

Pe suprafețe fără importanță ca întindere, în lungul văilor, prin acțiunea de eroziune a apelor curgătoare, sunt scoase la iveală rocele-mame.

Rendzine. În regiunea calcaroasă din partea de E a regiunii studiate se ormăză rendzine lesivate brune, brun-roșcate. În unele puncte, mai ales acolo unde solul este mai gros, se observă un început vag de formare a orizontului B.

Aceste rendzine nu fac efervescență cu acizii.

Lungimea profilului acestui sol variază după pante și acoperirea terenului.

Pe platoul neîmpădurit, atinge 30—40 cm, pe pantă lungimea profilului abia atinge 15—20 cm, așa că bolovanii mai mari de rocă sunt scoși la iveală. Pe suprafețele ocupate de pădure, lungimea profilului atinge 70 cm și solul prezintă o colorațiune brun-roșcată.

Indiferent dacă rocă este un calcar cretacic sau jurasic, solul format pe ele prezintă aceleași caractere.

Soluri podzolice brun-deschise, neevoluate. Pe formațiunile daniene și pe bolovănișurile roșii paleogene, iau naștere soluri brun-deschise, cu caractere de brun-podzolice. Ele prezintă un profil scurt, neevoluat, cu textură lutos-nisipoasă și structură grăunțoasă.

Eflorescențele apar la adâncime mică, câteodată chiar la suprafață, fiind puse în evidență de alunecările de teren. La suprafața solului se observă crăpături largi de 2—3 cm, iar suprafața este ușor vălurată, datorită aceleiași cauze.

Zonele ocupate de formațiunile daniene și paleogene fiind foarte accidentate, formarea unui profil complet este împiedecată de eroziune.

Deasupra satului Ponor, în punctul numit Râpa Popii, apare următorul profil de sol format pe bolovănișuri paleogene:

Orizontul A. Brun-gălbui cu nuanță cenușie, gros de circa 30 cm.

Orizontul B. Brun-castaniu, cu numeroase bucăți de gresii și cuarțite. Grosimea acestui orizont este de circa 70 cm.

Soluri podzolice brune, fără profil complet. În partea de N a regiunii, unde apar formațiuni de conglomerate, gresii, marne și argile cretacic-superioare, solul este mai bine dezvoltat decât pe formațiunile daniene și paleogene. Totuși, și în această regiune formarea unui profil complet este împiedecată, mai ales că pe lângă eroziune mai intervin și alunecări de teren puternice, favorizate de prezența marnelor și argilelor, care strică permanent profilul ce eventual s'ar forma.

Orizontul A, acolo unde există, nu este clar vizibil și nu poate fi separat net de orizontul B.

Orizontul B brun-brun-roșcat prezintă numeroase eflorescențe vizibile numai în maluri, fără ca masa solului să facă efervescență.

În cea mai mare parte solul este lipsit de orizontul A și adesea lipsește și o bună parte a orizontului B, fiind erodate.

Podzol format pe pietrișurile pliocene și micașisturi. În partea de S a regiunii, pe pietrișurile pliocene și pe micașisturi apar podzoluri caracterizate printr'un profil scurt, a cărui lungime nu trece de 70—80 cm.

Profilul descris a fost făcut la S de localitatea Hobîța, pe un teren cu pantă mare spre N, acoperit cu lăstăriș de mesteacăn și graminee. Altitudinea locului este 570 m.

Orizontul A este gros de circa 20—30 cm. În acest orizont se pot deosebi două suborizonturi: A₁, gros de circa 5—10 cm, colorat brun-ciocolatiu, cu structură mărunț-grăunțoasă și textură nisipoasă.

A₂ este gros de circa 15—20 cm, colorat în cenușiu, cu structura grăunțoasă și textură nisipos-lutoasă.

Orizontul B, gros de 50—60 cm, are culoarea gălbue. Pe toată lungimea profilului acest sol nu face efervescență și nu se observă formare de bobovine.

Din cauza pietrișului care constituie roca-mamă și care prezintă un grad de permeabilitate foarte mare, profilul solului este uscat pe toată lungimea.

Podzol format pe argilele sarmațiene. Pe aceste formațiuni iau naștere podzoluri cu profil bine dezvoltat. La aceasta contribuie în mare măsură faptul că regiunea în care apar argilele sarmațiene este plană, cu undulațiuni slabe.



Lungimea profilului trece de 255 cm, în groapa săpată pe Ploștina Rușorului, un platou cu înclinare slabă spre N și cu altitudine de 460 m, suprafața terenului este acoperită cu lăstăriș de mesteacăn și iarbă în goluri.

Orizontul A, gros de 40 cm, poate fi divizat în două suborizonturi:

Suborizontul A_1 , de 0—16 cm, este colorat cenușiu. Prezintă o structură grăunțoasă și textură nisipos-lutoasă. Acest suborizont este uscat, poros și afânat. Cuprinde rădăcini de plante. Trecerea la suborizontul A_2 este netă.

Suborizontul A_2 , de la 16—30 cm, are o culoare cenușie-albicioasă. Textura este nisipoasă iar structura în felii verticale cu tendința de columnară mică.

Structura acestui suborizont este modificată în parte de acțiunea insectelor, a rămelor și larvelor de insecte, care sapă numeroase galerii. Și acest orizont este uscat, afânat și cuprinde numeroase rădăcini.

Între orizontul A și orizontul B se distinge o zonă de trecere A_2 —B, groasă de 10 cm, care se prezintă spongiós și uscat. Culoarea ei este castaniu-roșcată, cu pete cenușii, structura este columnară mică și textura lut-nisipos.

Orizontul B începe dela 40 cm în jos și poate fi împărțit în mai multe suborizonturi.

Suborizontul B_1 , de 40—74 cm. Trecerea dela A_2 la B este netă. Culoarea castaniu-roșcată, cu dungi neregulate cenușii. Textura este lutoasă și structura columnară. Încep să apară bobovine rare cu diametrul de 5 mm. Umezeala este potrivită.

Suborizontul B_2 , de 74—80 cm. Trecerea dela suborizontul superior este clară, culoarea castaniu-roșcată, textura lut-argilos și structura în bulgări prismatici. În acest suborizont apar foarte multe bobovine, care aproape alcătuiesc alios în lut argilos. Diametrul bobovinelor este de 5—10 mm.

Suborizontul B_3 dela 80 cm în jos. Culoarea acestui suborizont este castaniu-roșcată. Cu cât adâncimea este mai mare ea se deschide treptat și ajunge castaniu-deschisă. Textura acestui suborizont este lutos-argilooasă iar structura în bulgări prismatici. Suborizontul B_3 este foarte compact și îndesat. Bobovinele, deși mai puține decât în suborizontul superior, sunt încă destul de numeroase în partea lui superioară, numărul și mărimea lor scade cu adâncimea, dincolo de 200 cm sunt mici și rare.

Dela 110 cm am continuat cercetarea cu ajutorul sondei de mână până la adâncimea de 250 cm.

Începând dela 220 cm sonda începe să scoată nodule de argilă cenușie.

Podzol format pe conurile de dejecție. Profilul descris este situat la E de localitatea Pui spre marginea de N a conului de dejecție a Râului Băibat.

Altitudinea locului explorat este 450 m deasupra nivelului mării.



Actualmente suprafața cercetată este lăsată pentru fâneată. Relieful arată că în trecut acest loc a fost lucrat. După spusa localnicilor, terenul nu a mai fost arat de circa 30—40 ani.

Roca-mamă pe care s'au format aceste soluri este reprezentată prin depozite de bolovănișuri cu diametrul cuprins între 10—15 cm, aduse de apele curgătoare din spre Masivul Retezat. Spațiul liber dintre bolovani este umplut cu material detritic mai fin, nisip grosier și praf. Bolovănișurile se sprijină pe formațiuni mai vechi sarmațiene, paleogene și cretacee.

Adâncimea până la care s'a săpat este de 220 cm.

Orizontul A este gros de 50 cm și are culoarea cenușie-albicioasă din cauza reziduiului de silice, rămas după eluvionarea componentelor solubili. Structura este în parte modificată de acțiunea rămelor, insectelor și larvelor.

Suborizontul A₁, 0—20 cm, este colorat în cenușiu deschis. Prezintă o structură grăunțoasă și o textură nisipos-lutoasă. El este uscat și destul de afânat.

Suborizontul A₂, 20—50 cm, schimbă culoarea în cenușiu-albicios. Textura nisip lutos, structura spre bază devine columnară mică. El este mai compact decât precedentul.

Suborizontul A₂—B ține dela 50 la 60 cm. Acesta este suborizontul de trecere dela orizontul A la B. Culoarea lui este castaniu-roșcată, cu pete, vinișoare și granule mici cu diametrul de 2—3 mm, de culoare brun-închisă, formate din concentrațiuni de oxizi feromanganosi. Prezintă o textură lutos-nisipoasă și o structură columnară mică.

Orizontul B, 60 cm până peste 220 cm. El este foarte compact.

Suborizontul B₁, 60—130 cm. Trecerea dela suborizontul superior este netă. El prezintă culoarea castaniu-roșcată. Textura este lutos-agriloasă iar structura columnară-bulgăr. Petele și vinișoarele devin mai rare, în schimb crește numărul bobovinelor, a căror diametru atinge 5 mm. Umezeala este potrivită.

Suborizontul B₂, 130—150 cm; culoarea este castaniu-roșcată. Textura lutos-argiloasă, structura bulgări prismatici. Acesta este suborizontul cel mai bogat în bobovine, care devin foarte numeroase și ating diametrul de 10—12 mm. El este un suborizont compact și îndesat. Compactitatea crește cu adâncimea.

Suborizontul B₃ dela 150 cm în jos (săpătura s'a oprit la 225 cm). Culoarea lui este castaniu-roșcată, cu nuanțe din ce în ce mai deschise spre fundul gropii de exploatare. Textura lut-argilos, structura în bulgări prismatici. Acest suborizont este foarte compact și îndesat. Bobovinele scad la număr și devin mai mici. Dela 200 cm devin foarte rare.

Profilul solului format pe conul tânăr al Râului Bărbat. La E de Pui, pe conul de dejecție tânăr al Râului Bărbat apare podzol al cărui profil este scurt; roca-mamă apare la 1,10 m.



Profilul studiat prezintă asemănări cu cel descris pe argilele sarmațiene și cel de pe primul con.

Orizontul A are lungimea de 40 cm și se poate observa bine diferențierea celor două suborizonturi A_1 și A_2 .

Orizontul B, mult mai scurt, prezintă pete și vine de oxizi fero-manganoși mai rare și mai fine. Bobovine rare și mici încep să apară pe la 45 cm. Ele nu cresc la număr cu adâncimea și nici nu se observă suborizontul cu bobovine numeroase, care apare la celelalte două. În schimb, pe toată lungimea orizontului B se observă fragmente rotunjite de granit foarte alterat. Alterarea este atât de înaintată, încât bucățile de granit pot fi tăiate cu hârlețul în timpul săpatului. Acesta este un podzol cu profil scurt care trebuie pus în categoria celor formate pe conurile de dejecție mai vechi. Nedesvoltarea profilului este probabil în legătură cu timpul scurt de solidificare.

Soluri de luncă (lăcoviști turboase). Solurile de luncă sunt formate pe șesurile aluvionare situate în lungul apelor curgătoare, acolo unde sub aluviunile subțiri apar marne și argile. Datorită impermeabilității acestor roce apa se menține aproape de suprafață. Pânza de apă freatică superficială menține un mediu de umiditate maximă care favorizează desvoltarea unei vegetații bogate.

Prin descompunerea materiei organice vegetale, în acest mediu umed, se formează cantități mari de humus și turbă.

Solurile de luncă sunt caracterizate printr'un profil scurt de 80—100 cm.

Profilul este umed pe toată lungimea sa, în baza sa se găsește adesea pânza freatică. Structura acestor soluri este grăunțoasă.

În profilul săpat în apropierea localității Pui, la adâncimea de 30 cm apar pete albastre de vivianit.

Tot la această categorie de soluri trebuiesc socotite și solurile formate pe aluviunile din V. Ponorului și V. Ponorâciului.

Soluri coluviale. Pe malul drept al Streiului, pe porțiunea dintre localitatea Ponor și Băești, la limita dintre deal și șes, iau naștere soluri coluviale fără profil diferențiat. Grosimea lor variază dela punct la punct și este legată în primul rând de panta de pe care este spălat materialul care apoi prin depunere alcătuiește solul coluvial. Unele din acestea fac efervescență dela suprafață, altele dela 10—20 cm. Textura lor este nisipoasă. În lungul profilului se observă adesea bucăți de rocă.

Soluri pe aluviuni. Acestea iau naștere pe aluviunile din lungul râurilor. Sunt soluri cu profil nedesvoltat și în permanență stricat de inundații. Aceste soluri sunt în majoritate acoperite de păcluri de *Alnus glutinosa*.

Din pricina inundațiilor la care sunt expuse nu sunt luate în cultură decât porțiunile mai ridicate.

TECTONICA

Studiul tectonic al regiunii Sânpetru-Pui din Basinul Hațegului arată că acesta prezintă caracterul unui basîn continental de prăbușire sau subsidență, în evoluția căruia se pot urmări faze continentale, urmate de faze marine.

Regiunea studiată de noi este cuprinsă între două linii de falie importante, una la N, a cărei existență este unanim admisă, și una la S, a cărei existență este discutabilă.

Linia de Nord începe din dreptul localității Cioclovina, se continuă spre SW până în dreptul Văii Semărașu. De aci ia o direcție est-vestică până în dreptul Văii Băeștilor, unde descrie o curbă spre S și în dreptul localității Ciopeia dispare sub Sedimentarul mai nou. De aci, ea nu mai poate fi urmărită. Din cauză că partea de W a regiunii este scunfundată, depozitele sedimentare se efilează în lungul acestei falii și dispar treptat în ordinea vechimii.

Această linie este foarte bine pusă în evidență de morfologia terenului. Se observă o denivelare bruscă între Cristalin și Sedimentar.

Linia de Sud. Asupra acestei linii cercetările noastre nu ne conduc la rezultate concludente. Adesea, în lungul liniei care demarcă falia, se pot observa fapte care pledează mai mult pentru admiterea existenței unei flexuri. În alte locuri, observațiile conduc la admiterea unei falii. Studiul acestei falii este mult îngreunat, întrucât în multe locuri ea este mascată de formațiuni mai noi.

Un argument potrivit existenței unei falii este faptul că spre S de această linie nu mai apar formațiuni sedimentare pe Cristalin.

Singurul argument pentru admiterea existenței acestei falii este denivelarea morfologică bruscă, ce se observă între Cristalin și Sedimentar.

Urmărind evoluția în timp geologic a regiunii Sânpetru-Pui, observăm, perioade de liniște alternând cu perioade în care scoarța a fost antrenată în mișcări epirogenice și orogenice.

TECTONICA JURASIC-CRETACICULUI INFERIOR

Depresiunea intracarpatică ce a făcut obiectul studiului nostru a luat naștere imediat după începutul Jurasicului.

În Liasic s'au depus formațiuni, al căror caracter continental este evident.



Flora fosilă bogată, citată de LAUFER (48), este o dovadă că formațiunile liastice trebuie considerate continentale.

Cu începutul Doggerului regiunea este invadată de mare, în care timp se depun depozitele de gresie cu *Entolium*.

Mișcarea de scufundare a fost destul de lentă, cu caracter epirogenic, fără să producă dislocări tangențiale importante ale formațiunilor liastice, întrucât nu se observă discordanțe între Liasic și Dogger.

Sinclinalul ce se formează aci din Dogger este în continuă scufundare până în Callovian-Oxfordian, timp în care se depun formațiunile silicioase cu resturi de Spongieri.

Începând din Kimmeridgian fundul geosinclinalului începe să se ridice, datorită încetării mișcării de scufundare, sedimentele noi depuse înălță fundul mării. În acest timp iau naștere formațiunile calcaroase, roșii, fine, și calcarele tithonice coraligene.

Umplerea sinclinalului se face continuu, până la sfârșitul Malmului, când regiunea devine uscat.

Prezența recifilor de Corali precum și structura oolitică a calcarelor tithonice, sunt argumente care ne fac să tragem concluzia că în Tithonic regiunea este supusă unui regim de mare epicontinentală puțin adâncă.

Faptul că sedimentarea s'a produs continuu, fără ca între timp să se fi produs mișcări orogenice care să fi stricat echilibrul de sedimentare, explică trecerea gradată dela o formațiune la alta, ceea ce am semnalat și la capitolul tratând despre stratigrafie.

Începutul Cretacicului inferior este caracterizat prin depozite continentale. Se poate totuși ca, cel puțin în parte, aceste depozite continentale să aparțină și părții celei mai superioare a Jurasicului.

Numărul mic de fosile pe care le posedăm este insuficient pentru stabilirea exactă în timp a momentului când regiunea devine uscat.

Regiunea rămâne exondată în Valanginian-Hauterivian, în care timp iau naștere depozitele de bauxit și gresii roșii continentale.

Cu începutul Barremianului se produce o nouă scufundare a regiunii.

În Cretacicul inferior marea păstrează un caracter epicontinental, adâncimea ei nu atinge în niciun caz pe aceea care a avut-o în Jurasic.

Depozitele cu Pachiodonte, recifii de Corali precum și caracterul conglomeratic al calcarelor din Aptianul inferior sunt dovezi suficiente ca să tragem concluziile de mai sus.

Scufundarea barremian-aptian-inferioară este deasemenea lentă, cu caracter epirogenetic.

Între depozitele jurasice și cele barremian-aptiene nu se observă discordanțe pronunțate.



Din cele expuse mai sus, se observă că aceste două mișcări epirogenice sunt preludiul mișcărilor orogenice puternice de mai târziu, a căror durată în timp este destul de lungă.

Spre mijlocul Aptianului încep să se resimtă primele mișcări orogenice, fapt care se poate observa printr'o ușoară discordanță între Aptianul inferior și cel superior. Natura petrografică și întinderea restrânsă a conglomeratelor aptian-superioare ne duc la concluzia că în acest timp are loc și o regresiune. Marea este în retragere la sfârșitul Cretacicului inferior, regiunea devenind continent a treia oară.

Regimul continental în regiune durează din Albian¹ până în începutul Cenomanianului inferior inclusiv.

Mișcările dela sfârșitul Cretacicului inferior sunt puternice, se produc dislocări până la verticală a stratelor și, după cum am spus, au un caracter orogenetic. În acest timp se produc primele cutări ale formațiunilor jurasic-cretacice și iau naștere faliile care vor imprima stilul tectonic al regiunii.

Direcția cutărilor ce au luat naștere în acest timp este NE-SW.

TECTONICA CRETACICULUI SUPERIOR

Faza continentală albiană se continuă și în Cretacicul superior și anume în Cenomanianul inferior, în care timp se depun formațiunile continentale descrise sub numele de gresii infracenomaniene.

Prezența cărbunilor intercalați în aceste formațiuni, precum și stratificația încrucișată a acestor depozite, credem că sunt argumente suficiente pentru a admite originea lor continentală.

Transgresiunea cenomaniană începe cu puțin înaintea Rothomagianului, când marea invadează peste formațiunile mai vechi. Dovadă a acestei transgresiuni o constituie apariția de conglomerate și gresii cu Rudiști ce stau la baza formațiunilor cenomaniene.

Tot acum ia naștere marea flexură care se poate urmări pe linia Barul Mare—Ohaba Ponor—Federii (Murgoi)—Fizești. Această flexură face ca partea de W a regiunii cutate anterior să fie scufundată. Transgresiunea cenomaniană trece însă de această linie, întrucât la N de Măgurici apar formațiuni cenomaniene identice cu alternanțele de gresii și argile în care am găsit resturi de *Acanthoceras rothomagense*.

Discordanța evidentă între cutele ce afectează formațiunile jurasic-cretacice inferioare și stratele cenomaniene se poate observa cu multă ușurință pe teren, mai ales în punctul situat la S de localitatea Ohaba Ponor, care a fost descris la capitolul tratând despre stratigrafie (fig. 1 și 2).



Mișcările orogenice se continuă în tot timpul Cretacicului superior, dovadă sunt discordanțele observate între formațiunile cenomanian-turoniene și cele turonian-senoniene.

Direcția cutelor este în bună parte influențată de structura tectonică a formațiunilor mai vechi, fără să păstreze însă un paralelism absolut. În timp ce direcția cutelor jurasic-cretacic-inferioare este NE-SW, culele Cretacicului superior au tendința să ia direcții nord-estice și chiar nord-vestice.

Pe toată durata Cretacicului superior, regiunea rămâne acoperită de mare, întrucât nu mai sunt semnalate depozite continentale.

Cu începutul Danianului, regiunea este transformată în continent, când se depun gresiile și marnele lacustre ce cuprind resturi de Dinosaurieni.

Faza continentală durează până la începutul Tortonianului. În această fază se depun bolovănișurile roșii, parte paleogene și parte miocene.

După depunerea formațiunilor daniene urmează o fază orogenetică importantă, care are ca efect dislocarea puternică a depozitelor daniene. În unele locuri acestea au înclinări de 45° .

TECTONICA PALEOGENULUI

După ce au luat sfârșit mișcările orogenice ce au cutat formațiunile daniene, lacul care a existat aci dispare; de aci înainte se instalează o perioadă continentală uscată, în care timp iau naștere bolovănișurile paleogene, în parte miocene.

Pe toată durata acestui timp, regiunea pare să fi intrat într'o fază de liniște și numai către sfârșitul ei încep mișcări epirogenice, care premerg transgresiunea tortoniană și care dislocă formațiunile paleogene.

TECTONICA MIOCENULUI

Mișcările epirogenice antetortoniene produc o nouă scufundare a basinului a cărei efect este transgresiunea tortoniană.

Mișcarea epirogenică se continuă în tot timpul Tortonianului până la începutul Sarmațianului, când se oprește. De aci înainte depresiunea continuă și se umple cu depozite sedimentare. Depunerea se continuă până în Sarmațianul mediu, când se încheie cu depozite de pietrișuri și nisipuri cu stratificație torențială.

După depunerea formațiunilor miocene marine, ele sunt slab cutate de mișcări orogenice, ce au loc la începutul Pliocenului.

De remarcat că formațiunile tortonian-sarmațiene sunt mai puternic dislocate pe flancurile basinului, și ating în unele puncte, la contactul cu Crista-



linul, înclinări de 45° . Spre centrul basinelor înclinările sunt mici, în jurul a $10-20^\circ$.

TECTONICA PLIOCENULUI

Formațiunile pliocene sunt foarte puțin dislocate. În general, ele sunt orizontale, cu excepția zonei de contact cu Cristalinul, unde se observă dislocări a căror amplitudine nu trece de 10° . Observațiunea aceasta ne face să tragem concluzia că mișcările slabe orogenice începute din Miocen se continuă și în Pliocen.

TECTONICA CUATERNARULUI

Cuaternarul se prezintă peste tot nedislocat. Este probabil totuși că aceste formațiuni să fi fost antrenate de mișcări epirogenice.

PARTICULARITĂȚI TECTONICE

Mișcările orogenice care au avut loc în regiune, au produs o serie de falii și cute în solzi, dintre care vom cita pe cele mai importante. În regiunea Păroși-Peștere există un mic sinclinal umplut cu depozite tithonice, cretacice și paleogene. Nu se observă prezența Danianului, Miocenului și nici a Pliocenului. Aceste fapte dovedesc că această regiune nu a mai fost acoperită de apă nici în timpul Danianului și nici în Tortonian-Sarmațian. Formațiunile acestea sunt prinse între Cristalinul Retezatului și lama de gneiss alb, scos la iveală de dislocări verticale. Acest gneiss aparține Cristalinului getic.

Faliile observate în restul regiunii au un caracter local, unele sunt mascate de formațiuni mai noi, altele continuă să progreseze în timp, așa că afectează și formațiunile noi.

Aceste falii s-au produs în timpul mișcărilor puternice din Apțian. Tot în Apțian iau naștere și cutele în solzi din Nordul localității Barul Mare.

REZULTATE ȘI CONCLUZIUNI

Luând în considerare cele expuse până aci, am ajuns la următoarele concluziuni, bazate pe datele culese de pe teren.

Observarea intercalației de gresii cu bauxite dintre calcarele jurasice și barremiene, prezența formațiunilor continentale infracenomaniene, precum și studiul formațiunilor continentale terțiare, ne-au dus la concluziunea existenței în regiunea studiată a următoarelor cicluri de sedimentare, separate de faze continentale:



Ciclul de sedimentare Dogger-Tithonic cuprinde formațiuni, care prin variația succesivă a granulelor din care sunt alcătuite, dovedesc adâncirea lentă și continuă a fundului mării, până în Callovian-Oxfordian, după cum aceleași observațiuni dovedesc o ridicare a fundului mării.

Prezența calcarelor oolitice și a recifilor de Corali în Tithonic indică apropierea fazei continentale.

Faza continentală valanginian-hauteriviană este caracterizată prin prezența bauxitelor și a gresiilor descrise sub numele de infracretacice, a căror origine este evident continentală.

Ciclul de sedimentare barremian-apțian. În cuprinsul acestui ciclu de sedimentare se depun calcarele cu Pachiodonte, conglomeratele calcaroase cu Orbitoline și conglomeratele cuarțitice apțian-inferioare.

Discordanța ușoară dintre Apțianul inferior și cel superior, precum și întinderea mai restrânsă a conglomeratelor apțian-inferioare, sunt indicațiuni care ne fac să tragem concluzia că regresiunea dela sfârșitul Cretacicului superior începe din acest moment și că încep să se manifesteze primele mișcări orogenice, a căror intensitate este sporită mai târziu.

Faza continentală infracenomaniană. În acest timp iau naștere gresiile continentale, cu intercalatii de cărbuni. Această fază este de scurtă durată.

Ciclul de sedimentare cretacic-superior. Pe toată durata acestui ciclu, scoarța este antrenată intens în mișcări orogenice. Discordanțele observate între diferitele formațiuni ale acestui ciclu, precum și alternanțe de strate cu granulație diferită, arată în mod neîndoelnic agitația scoarței din acest timp.

Ecoul acestor mișcări se face simțit și după depunerea formațiunilor lacustre daniene.

Faza continentală danian-paleogenă. Depozitele caracteristice acestei faze sunt formațiunile lacustre daniene și bolovănișurile paleogene. Durata acestei faze este foarte lungă. În timpul ei mișcările scoarței sunt fără prea mare importanță.

Ciclul de sedimentare tortonian-sarmațian este relativ scurt ca durată și ocazional depunerea formațiunilor marine ce cuprind fauna caracteristică.

Succesiunea depozitelor cu granulație din ce în ce mai mică, apoi inversarea ordinii depunerilor, ne indică o scufundare lentă pe toată durata Tortonianului și o ridicare a fundului mării în Sarmațian, ceea ce se soldează până la urmă cu regresiunea sarmațiană.



Cu sfârșitul Sarmațianului, regiunea este transformată în continent, situație care durează până în prezent.

La concluzia din urmă ne conduc observațiunile că după depunerea depozitelor marine sarmațiene, nu se mai găsesc în regiune formațiuni mai noi de origine marină.

Pentru depozitele cuaternare, am arătat legătura dintre întinderea și puterea ghețarilor și suprafața ocupată de conurile de dejecție.

Tectonica regiunii prezintă un caracter relativ liniștit, vrem să spunem că excepție făcând faliile și cutele ce afectează formațiunile jurasic-cretacice, nu am observat încălecări sau răsturnări de strate, așa cum se observă în alte regiuni carpatice.

De remarcat este faptul că, în afară de mișcări orogenice ce au cutat formațiunile din regiune și care corespund cu fazele stabilite pentru restul Carpaților, regiunea studiată de noi a fost antrenată și în mișcări epirogenice importante.

Primit: Iunie 1949.



BIBLIOGRAFIE

1. ACKNER. Siebenbürgische Petrefakten meiner Sammlung. *Verhandl. des Siebenbürg. Vereins für Naturw.* 1850.
2. — Geolog. paleontologisches Verhältniß des siebenbürgischen Grenzgebirges. *Archiv für Siebenbürg. Landeskunde.* 1850.
3. ARHANGELSKY A. On the origin of the bauxites of U.R.S.S. *Neues Jahrb. Min. Ref.* III. 1938, pag. 715.
4. ATHANASIU I. Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheşului. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIII. Bucureşti 1928.
5. AUGÉ M. Note sur la bauxite, son origine, son âge et son importance géologique. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, sér. 3, Vol. 16, Paris 1887—1888, pag. 34.
6. BĂNCILĂ I. Recherches géologiques dans les Monts de Ciuc. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XXI. Bucureşti 1941.
7. BELOUSCOV A. K. The bauxites of southern part of the Moscow basin. *Neues Jahrb. f. Min. Geol. u. Pal.*, Ref. II, 1941, pag. 159.
8. BEUDANT F. S. Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année 1818. T. I—III. Paris 1818.
9. BOUÉ M. A. Coup d'oeil d'ensemble sur les Carpathes, le Marmorosch, la Transylvanie. *Mém. Soc. Géol., Fr., 1-ère Sér.*, T. I. Paris 1833.
10. CAYEUX L. Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. Paris 1929.
11. — Idem. Roches carbonatées. Paris 1935.
12. — Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires. *Mém. p. serv. à l'expl. de la Carte géol. dét. de la France.* Paris 1931.
13. CERNESCU N. Contribuţii noi privitoare la cunoaşterea argilei; argila produs al alterării izoelectrice. *Bul. Fac. Agron.*, Anul II, No. 3—4. Bucureşti 1946.
14. CHOFFAT DE LORIOU. Faune crétacique du Portugal. I—II. Lisbonne 1886.
15. COSSMANN. Observation sur quelques coquilles crétaciques. *C. R. de la Soc. Fr. p. l'Av. des Sciences.* Paris 1899.
16. DECHASEAUX COLETTE. Pectinidés jurassiques de l'Est du Bassin de Paris. *Ann. de Pal.* 1936, Paris.
17. — Limites jurassiques de l'Est du Bassin de Paris. *Nem. Mus. Roz. Belgique.* Sér. 2 fasc. 8, 1936.
18. DIETRICH W. O. Gasteropoda mesozoica: Fam. Nerineida. Berlin 1925.
19. DOUVILLÉ H. Les Orbitolines et leurs enchaînements. *C. R. Séances Acad. Franç.* 155. 1912, pag. 567.



20. DOUVILLE H. Le Barrémien sup. de Brouzet. *Mém. Soc. Géol. Fr. Pal. T. XXII*, fasc. I, Paris 1918.
21. EGGER I. Der Bau der Orbitolinen und verwandten Formen. *Abh. d. k. bayer. Akad. d. Wiss.* II, Cl. XXI, Bd. III. Abt. München 1902.
22. FORTANIER R. Sur la présence de galets à Orbitolines dans les molasses barthoniennes. *C. R. som. Soc. Géol. France*, 1929, pag. 91—92.
23. GAAL ST. Der erste mitteldiluviale Menschenknochen von Siebenbürgen. *Publ. Mus. jud. Hunedoara*. An. III—IV, 1927. Deva 1928.
24. GHERMAN J. Contribuții la cunoașterea regiunii carstice dela Nord-Est de Pui. *Rev. Mus. Geol. Min. Univ. Cluj*. Vol. V, Nr. 1, 1934.
25. GILET S. Étude sur les Lamellibr. néocomiens. *Mém. Soc. Géol. France*. 1924.
26. GRECO B. Fauna cret. dell'Egitto. *Palaeontographica Italica*, Vol. XXI, XXII, XXIII, XXIV, 1915—1918.
27. GROSSOUVRE A. Sur l'âge des couches de Gosau. *Bull. Soc. Géol. Franc. Sér. III*, T. XXIII.
29. HALAVÁTS I. Beiträge zur Kenntnis der geol. Verhältnisse des Hatzeger Beckens. *Jahresber. k. ung. geol. A.* 1896.
30. — Das Kreidegebiet von Ohaba-Ponor. *Jahresber. k. ung. geol. A.* 1897.
31. — Die geologischen Verhältnisse von Uj-Gredistye, Lunkany und Hatnag. *Jahresber. k. ung. geol. A.* 1898.
32. HAUER u. STACHE. Geologie Siebenbürgens. Wien 1863.
33. HEYBROEK F. La géologie d'une partie du Liban Sud. *Leidsche Geol. Mededeelingen*. Deel XII, 1942.
34. HOVELAQUE M. și KILIAN M. W. Microphotographie des roches sédimentaires. Paris 1909.
35. HÖRNES M. Die Fossilien des Tertiären Beckens von Wien. *Jahrb. d. k. geol. R.-A.* Wien 1853.
36. ILIE MIRCEA. Ridicări geologice în munții Trascăului și Bazinul Arieșului. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVIII. București 1931.
37. — The Cenomanian transgression in the Metalliferous Mountains of Roumania. *Bul. Soc. Geol.* Vol. III. București 1937.
38. — Le Mésozoïque du bassin supérieur de la Valea Ampoiului. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Tome XXIII, București 1938.
39. — Recherches géologiques dans les Monts du Trascău et le bassin de l'Arieș. *An. Inst. Geol. Rom.* Tome XVII. București 1938.
40. INKEY BELA. Die transilvanischen Alpen vom Rothenthurmpass zum Eisernen Thor. *Math. naturw. Berichte aus Ungarn*. 1891.
41. JEKELIUS E. Sarmat und Pont von Soceni. *Mem. Inst. Geol. Rom.* Vol. V. București 1944.
42. JOURDY. Histoire naturelle des Excigres. *Ann. de Pal.* Vol. XIII. 1924.
43. KARSHAVIN N. Reswedka. *Neues Jahrb. Min. Ref.* II, 1938, pag. 646.
44. KLOCKMANN-RAMDOHR. Lehrbuch der Mineralogie. Stuttgart 1936.
45. KÖBY F. Monographie des Polypiers jurassiques. *Mém. Soc. Pal. Suisse*. Vol. VII și XVI. Genève. 1890—1899.
46. LAPPARENT JACQUES. Les bauxites de la France méridionale. *Mém. p. serv. à l'expl. de la Carte géol. dét. de la France*. 1918.
47. — Étude lithologique des terrains crétacés de la région d'Hendaye. *Mém. p. serv. à l'expl. de la Carte géol. dét. de la France*. 1918.
48. LAUFER F. Contribuțiuni la studiul geologic al împrejurimilor orașului Hateg. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. X. București 1924.



49. LEVASSEUR M. Contribution à l'étude des Nérinéidés. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Sér. 5. Paris 1918.
50. LÓCZY L. Beiträge zur Kenntniss der Gosau- u. Flyschbildungen des Aranyiosthaies. *Jahresber. d. k. ung. geol. R.-A.* 1916.
51. MARTONNE EMM. La Valachie. *Bull. Soc. Géogr.*, XXIV. Paris 1902.
52. — Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie. XXI. Paris 1907.
53. — Sur la plateforme des hauts sommets des Alpes de Transylvanie. *C. R. Ac. Sc.* Paris 1904.
54. MACOVEI G. et ATHANASIU I. L'évolution géologique de la Roumanie. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVI, 1931. București 1934.
55. NOPCSA F. Obere Kreide im Hatzeger Thal. *Verhandl. k. k. geol. R.-A.* 1817.
56. — Bemerkungen zur Geologie des Hatzeger Thales. *Föld. Közl.* 1899.
57. — Dinosaurierreste aus Siebenbürgen. *Abhandl. k. Akad. Wissensch. Wien* 1899.
58. — Vorkommen der Dinosaurier bei Szentpeterfalva. *Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges.* 1901.
59. — Geologie d. Gegend zwischen Gyulafehérvár, Deva, Ruskabánya u. d. rumänischen Landesgränze. *Mitt. Jahrb. k. k. ung. geol. Anst.* XIV. 1905.
60. ONCESCU N. Région de Piatra Craiului Bucegi. *An. Inst. Geol. Rom.*, XXII. București 1943.
61. PARTSCH P. Tagesbuch einer Reise nach Siebenbürgen. Manuscris.
62. PAUCĂ M. Raport preliminar asupra zăcămintelor de asphalt și lignit de pe marginea de Nord a Munților Rez. Jud. Bihor. Manuscris.
63. — La zone principale du Mésozoïque des Monts du Codru. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XXI. 1937.
64. PAULS OTTO. Die Aluminiumerze des Bihargebirges und ihre Entstehung. *Zeitschr. f. prakt. Geol.* Berlin 1913, pag. 1913.
65. PEIRASCHECK W. Über Inoceramen aus d. Gosau u. dem Flysch der Nordalpen. *Jahrb. k. k. geol. Reichanst.* Wien 1906, pag. 155.
66. POPESCU-VOITEȘTI I. P. Evoluția geologică-paleogeografică a pământului românesc. *Rev. geol. miner. Cluj*. Vol. V, No. 2, 1935.
67. POPOVICI-HÂTEG. Contribution à l'étude de la faune du Crétacé sup. de Roumanie. *Mém. Soc. Géol. France*, 20. Paris 1895.
68. REINER FR. et SIMICNESCU I. Sur le premier crâne d'homme paléolithique trouvé en Roumanie. *Mem. Sect. Șt. A. R. Seria III, T. XVII, Mem. 12.* București 1942 pag. 489—503.
69. ROEMER F. A. Die Versteinerungen des Norddeutschen Kreidegebirges. Hanover 1841.
70. ROSENBUSCH-MÜGE O. Physiographie der Mineralien. Stuttgart 1925.
71. RÜGER L. Das Alter des Jungterziärs im Altal und die jungen Hebungen der SO-Karpathen. *Centralbl. f. Min., Geol. u. Pal.* 1931, Abt. B, pag. 390.
72. SCHLÜTER C. Cefalopoden der oberen deutschen Kreide. *Palaeontographica*. Bd. 24. Cassei 1876—1877.
73. SCHAFARZIK F. Die Gesteine des kleinen Eisernen Thores. *Földt. Közl.* XXVIII.
74. — Ueber die geologischen Verhältnisse der SW-lichen Umgebung von Clopotiva u. Malomviz (Râu de Mori). *Jahresber. d. k. ung. geol. Anst. f.* 1898. Budapest
75. SCHNETZER R. Orbitolinen aus dem Gilboagebiet. *Centralbl. Min., Geol. u. Pal. Abt.* 1934.
76. SCUPIN H. Die löwenberger Kreide u. ihre Fauna. *Palaeontographica*. Supl. VI. Stuttgart 1912.



77. SIMIONESCU I. Asupra prezenței Callovianului în Carpați. *Bul. Soc. Șt. Anul VII* București 1898.
78. — și BARBU I. Z. La faune sarmatienne de Roumanie. *Mem. Inst. Geol. Rom.* Vol. III. București 1940.
79. SIMIONESCU I. La faune sarmatique et tertonienne de la Moldavie. *Ann. Scient. Univ. Iassy.* II. 1903.
80. SOHOLOVA M. V. The mineralogy of the diaspor. *Neues Jahrb. Min. Ref.* II. 1941, Pag. 159.
81. STÄESCHE K. Die Pecteniden der schwäbischen Jura. *Geol. u. Pal. Abhandlungen.* N. F. 15. Heft. 1925.
82. STRECKEISEN A. Sur la tectonique des Carpates Méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVI, 1931. București 1934.
83. STUR D. Geologische Aufnahmen der Umgebung von Hatzeg. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* Wien 1860.
84. — Bericht über die geologische Übersichtsaufnahme des südwestlichen Siebenbürgen. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* XIII, pag. 33, 1863.
85. UHLIG V. u. DIENER C. Beiträge zur Palaeontologie und Geologie Österreich-Ungarns u. des Orients. *Mitt. Geol. Pal. Inst. Univ.* Bd. XVIII. Wien und Leipzig 1905.
86. VELICOWSKAJA. Bauxites in the eastern part of the Turgai depression. *N. Jahrb. Min. Ref.* II, 1941, Pag. 159.
87. VIENNOT P. Sur la valeur paléontologique et stratigraphique d'*Orbitolina subconca*. *C. R. Soc. Géol. Fr.* 1929.
88. WAAGEN L. Die Bauxitlagerstätten in Österreich und in den sogenannten Nachfolgestaaten. *Zeitschr. f. prakt. Geol.* 44. 1936, Pag. 132.
89. WEIGELIN M. Beitrag zur Kenntniss der dalmatischen Bauxite. *Zeitschr. f. prakt. Geol.* 38 1930.
90. WOODS H. Cretaceous Lamellibranchia. London 1908.
91. ZEKLI F. Die Gasteropoden der Gosaugebilde. *Abh. d. k. k. geol. R.-A.* 1. Bd. 2. Abt. No. 2.
92. ZITTEL K. A. Die Gasteropoden der Stramberger Schichten. *Palaeontographica.* Supl. Cassel 1873





Redactori de carte: Diverși. Comitetul Geologic 1953.
Tehnoredactor: C. OLTEANU. Corectori: ANCA PETRESCU,
GABRIELA CAZABAN.

*Da' a cules: 22/VII 1952. Bun de tipar: 19/III 1953. Tiraaj 700.
Hârtie cărți școlare de 65 gr. m-p. Fr. 70×100,16. Coli editoriale:
19. Coli de tipar: 17. Comanda 2119/1952. Pentru bibliotecă indicele
de clasificare 55 (058).*

Tiparul executat la Întreprinderea Poligrafică Nr. 4
Calea Șerban Vodă 133-135, București — R.P.R.



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

C. 2119.



Institutul Geologic al României